D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 17 巻　　第11号

昭和 42.1.5 国書

目　　次

報　文

山口昇一：北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系（第1報）
——津別—本別間の新第三系層序について—— 1(673)

岸　和男，菅野敏夫：滋賀県安曇川扇状地の地下水 11(683)

牧　真一，矢崎清貫，比留川貴，米谷宏：山形県下のヘリウム資源について 23(695)

概　報

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その2）（矢崎）

資　料

若干の地質系・統の境の年代をきめるための資料（黒田訳）

工業技術院地質調査所

昭和 41 年11月

Yamaguchi, S.

北海道東部“豊頃—北見帯”の新第三系（第1報）
——津別—本別間の新第三系層序について——

山口昇一

地質調査所月報，Vol. 17, No. 11, p. 673～681, 1966
2 illus., 1 tab.

北海道東部の網走から豊頃丘陵にいたる，いわゆる“豊頃—北見帯”と呼ばれる地質構造単元がある。筆者はそこに発達する新第三系の層位学的研究を行ない，津別地域では下位から津別層群，上里層群および奥上里夾亜炭層に分けられ，また上足寄—本別地域では下位から川上層群および十勝層群に分けられる。津別層群と川上層群は岩相層序，介化石および珪藻化石などから同一時期の地層であり対比される。上里層群および十勝層群はいずれも下位層を不整合に覆うが，前者は中新世後期の珪藻化石を，また後者は鮮新世の化石動物群を産し対比されない。

551.782 : 553.94 (524)

Kishi, K.
Kanno, T.

滋賀県安曇川扇状地の地下水

岸　和男・菅野敏夫

地質調査所月報，Vol. 17, No. 11, p. 683～694, 1966
6 illus., 3 tab.

淡水湖中に形成された扇状地における地下水の浸透機構の一端を明らかにする目的で，流量測定を主体とする地下水調査を行なつた。安曇川扇状地における表流水からの地下水供給量は約5.3m³/secであり地表への排出量との差は約1.0m³/secと試算された。この差1 m³/secは扇状地地下水の貯留増加量あるいは琵琶湖々底への排出量と考えられる。利用の対象となる地下水は扇状地上部では自由面地下水，中部の自噴帯においては深度50m以浅の被圧地下水である。扇状地下部の被圧地下水および中部の50m以深の被圧地下水は鉄分は多く利用に際しては注意を要する。

551.495.56 (521.72)

Maki, S.
Yazaki, K.
Hirukawa, T.
Yonetani, H.

山形県下のヘリウム資源について

牧　真一・矢崎清貫・比留川貴・米谷　宏

地質調査所月報，Vol. 17, No. 11, p. 695～715, 1966
12illus., 4 tab.

山形県下の置賜，山形および新庄の各盆地ならびに周辺の天然ガスについて，ヘリウム資源調査を行なつた。ヘリウムの分布は，基盤岩の岩質・深度・地質時代，断層および火山活動に関係し，比較的ヘリウム含有量の多いガスが分布する地域は，中軸帯の白鷹山～吾妻山隆起帯および盆地周辺の浅い縁辺堆積層を示す地域である。ガス中の窒素量とヘリウム量から，基盤岩から供給されたガスは，ヘリウム0.02～0.57%，大部分は0.02～0.14%を含有する N_2 系ガスと考えられる。比較的高濃度のヘリウムを含有する N_2 系ガスは，調査地域では大きな鉱床を期待することはできない。

553.691 : 553.981 (521.15)

Yazaki, K.

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その2）

矢崎清貫

地質調査所月報，Vol. 17, No. 11, p. 716～722, 1966
6 illus., 1 tab.

本地域に分布する新第三系は，下位からトロコ層・穴内沢層・湯瀬含礫凝灰岩層・兄川含化石層・江戸川頁岩層・老の沢層および谷内層から構成される。トロコ層と穴内沢層との関係は，不整合である。この不整合は，本地域全般にみられるものでかなり著しいもののようである。トロコ層上部・兄川層・湧上層・先達沢泥岩層・瀬ノ沢層から同一の植物葉片を採集した。この植物葉片は，門前階のものといわれている。したがつて本地域の兄川層トロコ層は，門前階の地層であつて，上述した不整合は，門前階と台島ヘ西黒沢階の不整合であろう。

551.782 (521.14)

若干の地質系・統の境の年代をきめるための資料

G. D. Afanasiev, G. P. Bagdasaryan, M. A. Garris & I. H. Khamrabeav, 黒田吉益訳

地質調査所月報, Vol. 17, No. 11, p. 732～747, 1966
15tab.

1960年にソビエト科学アカデミー地質年代測定委員会のつくつた年代表は個々の地質系統の境界について，58地点のデータをもとにつくられたものである。はじめに崩壊恒数によつて同位元素年令は異なつた結果になることに注意したあとで，「鮮新世と洪積世の境」，「ユラ紀の基準点」「三畳紀の基準点と二畳紀と三畳紀の境」「二畳紀」「石炭紀およびそのデボン紀との境」「デボン紀」とそれぞれのデータを検討する。それから，諸外国，とくにKulpの年代表との比較が，それぞれもとのデータについて検討されている。

551.7：550.93 (47)

Afanasiev, G. D.
Bagdasaryan, G. P.
Garris, M. A.
Khamrabaev, I. H.
tr. Kuroda, Y.

石油技術協会 昭和 42.1.5 図書室

報　　文

551.782 : 553.94 (524)

北海道東部"豊頃－北見帯"の新第三系（第1報）

——津別—本別間の新第三系層序について——

山口　昇一*

Neogene Tertiary of "Toyokoro-Kitami Belt"

——Neogene Tertiary Stratigraphy in the Tsubetsu-Hombetsu District——

By

Shoichi YAMAGUCHI

Abstract

The present author touched upon the problems on Neogene Tertiary system developed in the province from Abashiri to Toyokoro hill in the eastern Hokkaido, belonging to "so-called Toyokoro-Kitami belt", especially dealt with the stratigraphical correlation between the formations developed in Tsubetsu-Hombetsu district.

The main parts of Neogene Tertiary system developed in "Toyokoro-Kitami belt" have been believed to be Miocene in age, viz. in the northern part of the belt, Tsubetsu group of lower-middle Miocene series and Kamisato group of upper Miocene series develop. On the other hand, in the southern part of the belt, especially in the Hombetsu district, Kawakami group of upper Miocene series and Tokachi group of Pliocene stage develop. Consequently, it has been believed that the geological progress of the eastern Hokkaido in this age has been different in both parts of the belt.

According to the writer's view, Kawakami group and Tsubetsu group described above were both formed in the same time (early to middle Miocene). The formation equivalent to Kamisato group is not found in the Hombetsu district, and Tokachi group of Pliocene overlies directly on the Kawakami formation with unconformity.

Then the author wants to touch upon the problems on the Neogene Tertiary system in the Kushiro coal field with relation to the present work.

北海道東部の美幌から津別地域にかけて新第三紀の地層が広く分布している。この新第三系は泥質岩を主体とする津別層群と火山砕屑物に富む上里層群および亜炭を挟有する奥上里夾亜炭層からなり，これらの地質時代は中新世の初中期から鮮新世後期にわたるものである。さらに津別地域の南方足寄—本別地域に分布する新第三系はすでに川上層群と十勝層群に2大別され，川上層群は中新世後期に，また，十勝層群は鮮新世とされていた。しかし川上層群は岩相あるいは地質構造的にも津別層群と同一の，中軸帯に平行した南北方向の堆積盆地に同時期に形成された地層である疑いが生じた。また，上里層群に比較される地層は足寄—本別地区には見当らず，鮮新世の十勝層群が直接川上層群以下の地層を被覆している。

また釧路炭田地域においては，最近中新世上部の厚内層群に不整合に被覆される新第三系の存在することも指摘されている。このような事実から道東地域新第三系の

* 北海道支所

地史学的変遷について再検討されなければならない。

1. 緒　言

網走から網走川に沿つて津別～本岐にいたる地域には新第三紀の堆積岩が厚く発達している。この地域は石油徴候地として古くから知られ，2・3 の局地的な調査研究が行なわれているが[1)10)]，広域にわたる総合的な調査研究はなされていなかつた。

従来当地域は北海道の地質区区分上オホーツク海沿岸を東西に走る“北海道東部グリンタフ地域”に属するが，火山砕屑物の少ない堆積岩の卓越する地域として注目されていた[2)]。一方橋本亘[4)5)]は地質構造および堆積岩の特徴から北海道を幾つかの地質構造区に分けた際に，時代未詳の中生層を基盤として，新第三系の顕著に発達する網走から太平洋岸の豊頃丘陵に至る地域を 1 構造単元とし，これを豊頃—北見帯と呼んだ。すなわち当地域はその南北性の単元の北部地域を占めている。

この豊頃—北見帯の新第三系については，従来陸別川以北の北見側（津別—網走地域）と以南の十勝側（足寄—本別地域）において分布する地層の層準が異なり，南部地域では釧路炭田をも含めて中新世初期から中期にかけての堆積層がなく，後期になつてはじめて海進があつたにもかかわらず，北部地域では中新世初期～中期から海進があつて中新世末まで地層が堆積したものとされ，グリンタフ地域の北部と非グリンタフ地域の南部地域とでは新第三紀における堆積盆地の変遷過程が異つていたと考えられていた。しかし橋本亘は同じ構造区に属する南部地域にも，北部地域にみられる中新世初期から中期にかけての地層が存在すると予想した[7)]。

昭和33年以来北海道支所地質課において北部地域の図幅調査を実施し，その結果北部地域で中下部中新統とされている津別層群と，南部地域で上部中新統とされている川上層群とが岩相的に酷似し，かつ地質構造的にも連続する可能性が強く，この両層群が同一堆積盆地に生成された地層である疑いが濃くなつた。

その後水野篤行[13)]・佐藤茂・長浜春夫[14)]などにより釧路炭田において上部中新統と考えられる厚内層群と古第三系音別層群との間に独立した地層のあることが報告された。これは布伏内累層あるいは上茶路累層の名で呼ばれ，その地質時代は明らかにされていないが，上部中新統厚内層群の下位にあるところから中下部中新統の可能性のあることが指摘されている。

これらの東部北海道地域新第三系にまつわる諸問題を解明すべく昭和37年度から“豊頃—北見帯”における新第三系の層位学的研究を行なつた。

ここでは，北部の津別地域新第三系の層序と，南部足寄地域新第三系の層序とそれらの関係についていままでに得られた資料からその概略を報告する。

2. 津別—本岐地域の新第三系

この地域の新第三系は，ジュラ紀といわれる中生層や古第三紀の陸別層を基盤として，ほぼ南北方向に帯状をなして分布する津別層群と上里層群および奥上里夾亜炭層からなり，大局的には西から東へ向かつて順次上位の地層が累重する。これらの地層相互間の関係はいずれの場合も不整合関係にある。（第 1，2 図参照）

2.1 津別層群

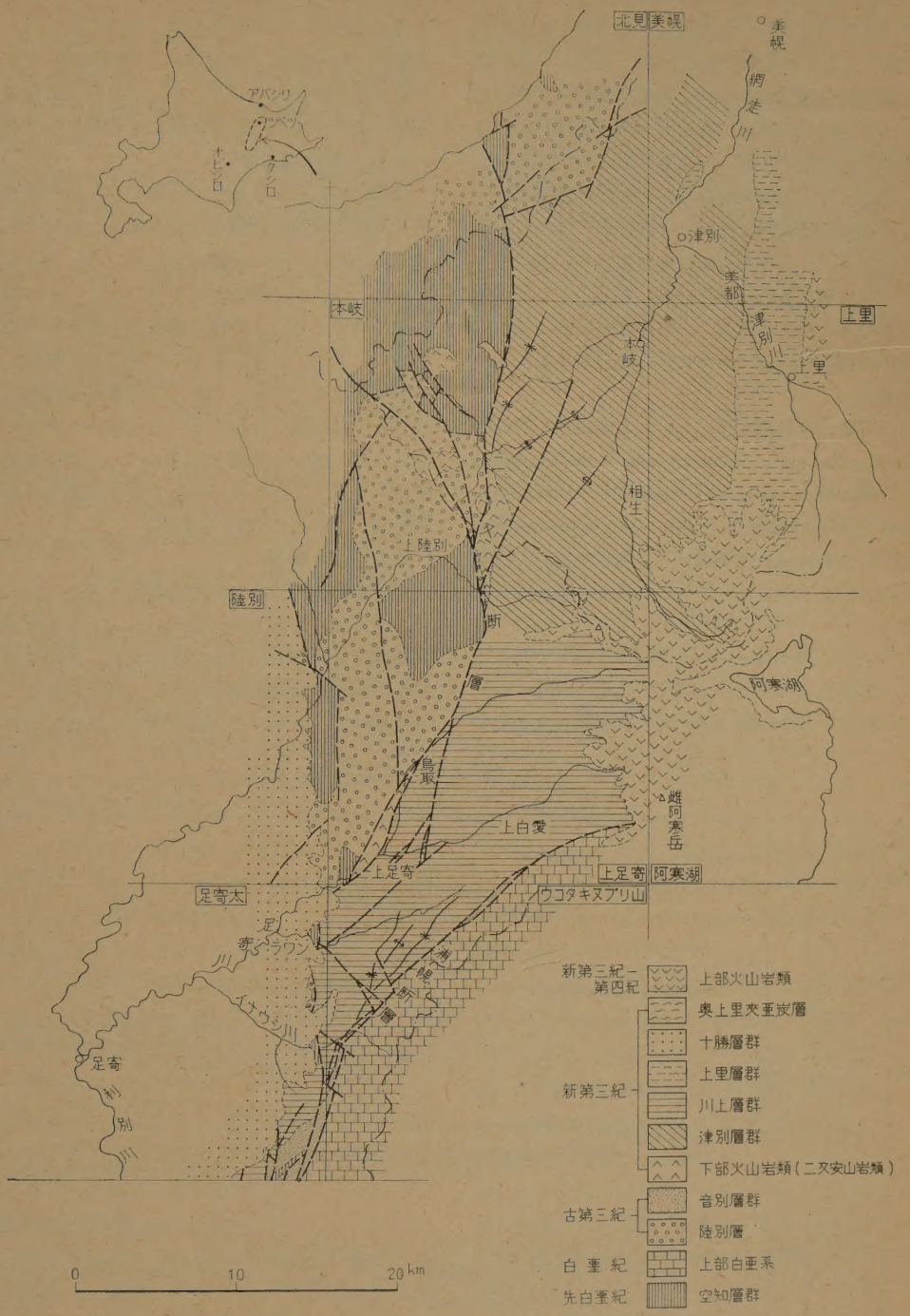
津別層群の堆積は安山岩質の火山活動に始まり，この活動によりもたらされた酸性安山岩の熔岩が基底部に発達し，これを二又安山岩類と呼ぶ（地質図では下部火山岩類としてある）。この安山岩類を除いてはほとんどが泥質の細粒相を主とする海成堆積層によつて占められ，全層厚 1700～1800m を算する。

津別層群全体の相の変化には僅かながら規則性がみられ，垂直的には粗粒から細粒への粒度変化を示す 2 つの大きな周期があり，達媚層・津別層に 2 分することができる。また水平的な岩相変化も顕著であり，とくに相生，上陸別を結ぶ線を境として北と南で大きく岩相が変化する。

二又安山岩類は津別層群の最下部にあつて津別町二又付近を中心として分布し，熔岩からなつて集塊岩状を呈するものを伴わない。岩質は黒雲母角閃石輝石安山岩・輝石角閃石安山岩および角閃石輝石安山岩などがあり，その相互関係をみると，僅かではあるが，酸性から塩基性へ変化する岩相変化が認められる。

達媚層は二又安山岩類を整合に覆い，基底部には帯緑灰色～帯緑暗灰色の黒雲母片を多量に含む凝灰質中粒砂岩が発達し，その上位に板状，ガラス質硬質頁岩があり，これらを**硬質頁岩層**とした。ついで凝灰岩・凝灰質砂岩をはさむ**凝灰岩層**，凝灰質砂質シルト岩とシルト岩との**互層**，さらに**板状硬質頁岩層**が累重する。このような岩層区分は津別—本岐地域において認められるが，北方の美幌地域では後述する津別層の岩相が卓越し，達媚層のような硬質頁岩を伴う岩相は薄化している。一方南方の上陸別地域では地層全体がきわめて凝灰質となり，かつ上部の板状硬質頁岩層が薄化するのに反し下部の硬質頁岩層が発達する傾向を示している。

津別層は堆積輪廻初期の堆積物と考えられる**砂岩層**を最下部層とし，順次上位に**硬質頁岩層**，**シルト岩層**が累重している。達媚層に較べれば層相の垂直変化は単純で



第1図　津別，足寄周辺地質概略図

粗粒相から細粒相へそして最上部ではふたたび粗粒相が多くなつている。また側方への変化にも乏しい。

津別層群には白色～帯緑灰白色で有色鉱物に乏しい酸性安山岩質の凝灰岩薄層が，下部から上部まで全般的に挟有されるが，とくに達媚層の下部および津別層の硬質頁岩層とシルト岩層の境界付近に顕著なものがみられ，

前者は数10mの厚さを有し，二又付近から南に発達する。後者は津別から相生にかけて発達し，厚さ数 cm から数10cm に達するものが頻繁に挟まれる。これらの凝灰岩は南方に発達する傾向がみられ，例えば達媚層上部の互層部のように地層全体が南に凝灰質の度合を増している。

津別層群には海棲介化石，有孔虫化石および珪藻化石が含まれるが，その産出頻度は岩相との間に密接な関係があり，介化石は達媚層に比較して津別層に多く，かつ粗粒泥質相に多い。有孔虫化石は硬質頁岩や砂岩に少なく軟かいシルト岩に多い。また珪藻化石は主として珪藻質シルト岩に多く含まれるが，一部達媚層下部に属する凝灰岩層中の極粗粒砂岩に保存良好の化石が多量に含まれ特異である。

介化石は一般に泥質相に良くみられる種属で *Yoldia* spp., *Portlandia* spp., *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Macoma calcarea* (GMELIN), *Periploma yokoyamai* (MAKIYAMA), *Lucinoma acutilineatum* (CONRAD), *Nuculana pennula* (YOKOYAMA), *Dentalium* sp., *Turritella* sp. など中新統に一般に産するものである。

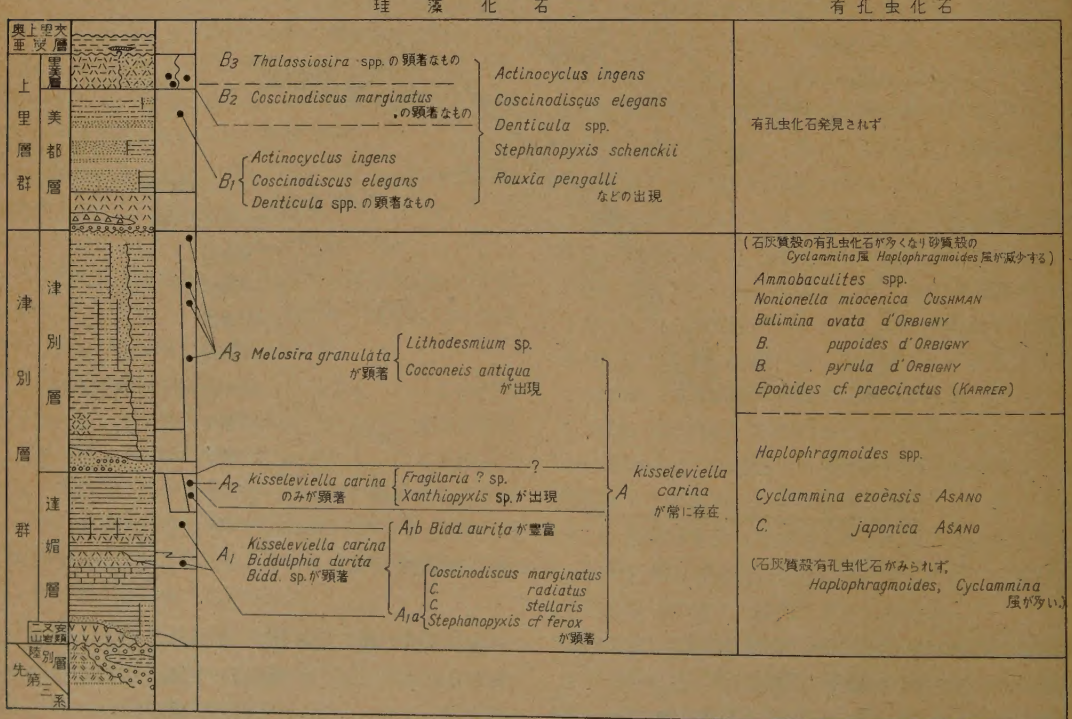
有孔虫化石は，津別層のシルト岩層の下部と中部以上を境として顕著な差があり，下部は *Cyclammina* spp. および *Haplophragmoides* spp. など砂質殻有孔虫化石により特徴づけられ，上部はこれらの砂質殻有孔虫化石も含まれるが，その量が少なくなりこれにかわつて石灰質殻の *Bulimina*, *Eponides*, *Nonionella* などの有孔虫化石の産出が多くなつている。これらの有孔虫化石は中新統に産するものであるが概して中部から下部に多い種である。(第1表参照)

珪藻化石についてはすでに報告したが[15)17)]津別層群と上里層群との間には顕著な差があり，それぞれA群およびB群にわけられ，A群はさらに，A_1—A_3 に3分されている。A_1—A_3 間においては A_1 と A_2 の間に顕著な群集の違いがありこの境は達媚層上部の板状硬質頁岩層層準中にあつて，先に述べた有孔虫化石群集の群集境界と多少異なつている。これらの珪藻化石群集の産出層準について他地域と比較することは資料が少ないため困難であるが，強いて比較するならば，上部中新統に産する群集とは異なりむしろそれより下位の地層に産するものに近似している。(第1表参照)

2.2 上里層群

上里層群は前述した津別層群を不整合におおいおおむねその東側に南北方向に帯状に分布する。津別層群が泥質堆積物を主体としているのに対し，上里層群は火山砕屑物に富む粗粒堆積物を主とし，趣を異にしている。下部は基性安山岩質の火山砕屑物により占められ，漸次上

第 1 表　津別—本別地域新第三系産出化石



位に火山性物質の減少とともに細粒泥相に移化し，上部はふたたび火山砕屑物に富んでいる。このような岩相の垂直変化から本層群を2分し，細粒泥相までを**美都層**，またそれから上位を**里美層**とする。本層群は約1,100 m余の厚さを有する。

美都層は美都付近から上里までの津別川本流沿いに標式的に分布し，岩相からさらに下部層と上部層にわけられる。

下部層は角礫凝灰岩・凝灰岩および凝灰質砂岩など火山砕屑物を主要構成物としている。これらは基性安山岩質のもので下位津別層群の火山砕屑物とその岩質を異にしている。この堆積層には粗粒から細粒への垂直的粒度変化の周期がみられその一周期の厚さは数mから数10mにおよんでいる。

上部層は下部から漸移し大部分が凝灰質砂岩あるいは珪藻質シルト岩により構成されている。下部層から漸移する付近にはきわめてガラスに富んだ硬質頁岩様の薄層が挟有される。この硬質頁岩は北方に向かつて発達する傾向が認められる。

里美層は津別川本流上里より上流地域にわたつて分布し，美都層との累重関係は明らかでないが構造的にみて整合関係にあるものと思われる。

軽石質砂岩を主とし，角礫凝灰岩を伴う粗粒の火山性物質からなりほとんど泥質相を伴わない瀕海性の堆積物によつて占められている。美都層の火山性物質が基性安山岩質であるのに対し，里美層は幾分酸性である。このことは上里層群にみられる火山活動が基性から酸性へ移行したことを示すものであろう。

上里層群は上述したように火山砕屑物を主とするため化石をほとんど含まず，僅かに美都層上部の泥岩から *Macoma* sp. と *portlandia* sp. などの介化石と第1表に示すような珪藻化石を産するにすぎず有孔虫化石は現在のところ発見されていない。

珪藻化石はすでに述べたように津別層群のものとは明瞭に区別され，その群集組成は上部中新統稚内階の地層から産するものに比較されている[15)17)]。

2.3 奥上里夾亜炭層

津別川本流上里部落の上流1.5 km 付近の本流沿いに局地的に発達する。本層については，先に筆者らが上里層群の最上部に淡水成の亜炭を伴う層準のあることを報告したが[17)]，夾亜炭層の植物化石の検討および夾亜炭層下位の珪藻化石の検討から，この夾亜炭層を上里層群から分離し，奥上里夾亜炭層の名称を与えた。上里層群との関係は明らかにし得ないが，その分布状況から判断して不整合と考えられる。厚さ数10m以内の陸成堆積層であつて，青灰色の粘土質泥岩からなり炭質物を含み，ときには数10cm の亜炭層を挟んでいる。

3. 足寄—本別地域の新第三系

この地域の新第三系は，釧路炭田の北西縁沿いに北東方向に細長く発達する白亜系と，その西側に南北方向に北は常呂付近から南は豊頃丘陵まで点々と分布する先白亜系との間に分布する川上層群と，これらを傾斜不整合におおう十勝層群とからなつている。川上層群と十勝層群とは，地質構造的にも，また，岩相や地層分布の点からもかなり性格を異にしており，この間における時間的間隙はかなり大きかつたものと推測され，この点についてはすでに三谷勝利[8)12)]らも指摘したところである。

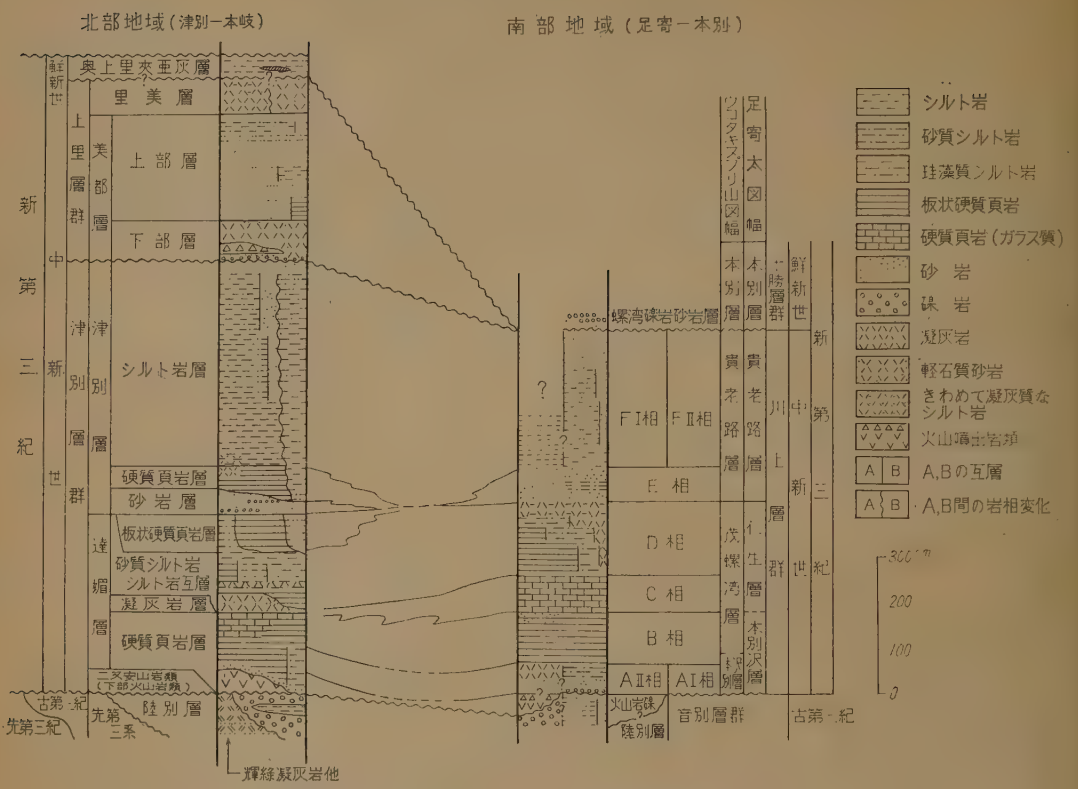
3.1 川上層群

川上層群の名称は三谷らによつて定義されたもので，それによれば岩相の特徴から板状硬質頁岩を主とする本別沢層，塊状硬質頁岩，凝灰質シルト岩からなる仁生層および泥岩を主とする貴老路層に3分している。ところが最近筆者が本別—常室地域を踏査した際に三谷らのいつている本別沢層のなかで，古第三紀に多い有孔虫化石を多量に含むものがあり，本別沢層から分離されるべきものまでが含まれている疑いをもつた。またその後井上英二[16)]他によつて川上層群の名が使用されているが，その細分については三谷らと多少異なつており，それらの関係は第2図に示したとおりである。

筆者は主として上足寄図幅地域の主要河川と螺湾川，イナウシ川，本別沢などの踏査から川上層群の岩相区分を行ない，最下部の火山岩類とA相からL相までの岩相層序を得た。

火山岩類（地質図では下部火山岩類としてある。）は上足寄から鳥取に至る間の足寄川西方地域に細長く分布するもので，陸別層および川上層群の堆積岩（A相—C相）に断層で挟まれ，その層序的位置が明らかでないが，岩質的に津別地域の二又安山岩類に似ており，かつ構造的にも連続するとみられる。したがつて二又安山岩類と火山岩類とは同期のものと考え，火山岩類を川上層群の初期の火山活動の産物として取り扱つた。輝石角閃石安山岩質熔岩を主とし僅かに角礫岩状のものを伴なつている。

A相はさらに岩相の違いからA$_{\mathrm{I}}$相およびA$_{\mathrm{II}}$相に分けられる。A$_{\mathrm{I}}$相は稲牛川以南地域に認められる。基盤に古第三系の音別層群があり，これを不整合におおつている。基底部は径1cm 前後のチャート・粘板岩などの古期岩礫を含む含礫砂岩からなる。下部は淡黄灰色～灰色の淘汰の悪い凝灰質砂岩で，石英・黒雲母の鉱物粒の



第 2 図　津別―本岐地域および足寄―本別地域新第三系の層序と関係

多いのが特徴である。上部は灰色～暗灰色砂質泥岩あるいはこれと凝灰質砂岩との互層である。A I 相は三谷の本別沢層の基底砂岩層および井上らの本別沢層にほぼ相当するものである。

A II 相は上足寄以北の地域にみられそれより以南の地域には認められない。したがつてA I 相との関係は明らかでないが，いずれも後述するB相の下位にある。またA I 相の下位にある音別層群はA II 相の分布地域には分布せず，A II 相が先に述べた火山岩類と断層関係にあるので，あるいは火山岩類とA II 相との間にA I 相の欠除していることも予想され，A I 相とA II 相が上下関係にあるとも考えられる。

下部は暗緑～黒緑色で有色鉱物を多量に含む凝灰質中粒砂岩からなり，上部は灰白色～淡黄白色の凝灰岩であるが，A I 相にみられるような石英・黒雲母の鉱物粒は認められない。

B相はA相の上位にある。暗灰色～灰色の硬質頁岩で，厚さ 10～15cm の板状層理が発達し，層理に沿つて軟弱なシルト岩の薄層を挟有する。また，しばしば扁平な長径 1 m にも達する巨大な団球が含まれる。硬質頁岩は，下部では一般に泥質であるが上部へ次第にガラス質堅硬となる。

C相はB相から漸移する。B相よりさらにガラス質となり堅硬であり，たたくと金属音を発する。表面は淡灰～淡赤褐色を呈するが新鮮面では飴色を呈する。風化すると鋭利な角のある細片にくだける。層理はB相に較べて乏しく厚さ 20～30 cm 単位の不明瞭な層理があり，これに沿つて淡黄灰色の凝灰質シルト岩を挟有する。この凝灰質シルト岩は上部ほどその量を増している。またB相との境界付近にはしばしば灰色～帯緑灰色の軽石粒，輝石・角閃石を含む砂岩が発達し，あるものはかなり連続性があり，上螺湾砂岩層の名で呼ばれている。〔井上英二他（1962）〕

D相はC相がさらに凝灰質となり，かつ硬質頁岩の量を減じたもので凝灰質砂質シルト岩が優勢である。凝灰質砂質シルト岩は淘汰が悪く軽石粒や砂粒をむらくも状に多量に含んでいる。凝灰質物は下部から上部に次第に量を増し，最上部ではほとんど凝灰岩により占められている場合がある。

E相は暗緑色～帯緑黒色粗～中粒の粗鬆な塊状砂岩で，ところにより含礫質となる。また貝殻破片を多量に含むのが特徴である。この砂岩は多少の厚さの変化はあ

るが良く連続し，足寄町上白愛から浦幌町川上付近まで追跡され鍵層となる。この砂岩は貴老路層の下部砂岩層としているものに相当する。

F相はE相の上位に累重する泥質相であつて，岩相の特徴からF$_{I}$相とF$_{II}$相とに分けられる。F$_{I}$相は茂螺湾川流域から北部の地域に，またF$_{II}$相は稲牛川流域より南部の地域に発達し，両者の関係は構造が複雑であるため明らかでない。

F$_{I}$相は灰色～暗灰色の軟質塊状泥岩で，風化すると茶褐色または灰白色となり細かく砕ける。F$_{I}$相には，しばしば軟質の淡黄白色の凝灰岩薄層や泥灰質の小団球が含まれ，そのなかには保存良好な *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA を含む。本相は北部地域の津別層のシルト岩に良く似ている。

F$_{II}$相は灰色～淡灰色凝灰質～珪藻質塊状シルト岩でF$_{I}$相に較べ粗く，かつ珪藻土質である点などが異なる。南部浦幌川上流川上付近では風化してもあまり細片とならず所謂“gray shale”的様相を示している。本相にはしばしばE相に似た砂岩を挟在し，ところにより互層する部分がある。

本層群は津別地域の津別層群同様海成層であるが，津別層群に比較して化石が少なく，介化石はE相の一部とF$_{I}$相に多く，F$_{I}$相のものは *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Naculana pennula* (YOKOYAMA) などが多い。有孔虫化石はE相およびF$_{I}$相に多く，E相は石灰質殻の有孔虫化石を主とするがF$_{I}$相は *Cyclammina* spp. が多い。また珪藻化石はF$_{II}$相D相の一部に含まれ，A群集の特徴を示す。

3.2 十勝層群

十勝層群は川上層群以下の地層を不整合におおつて分布する。下部は粗粒の海成堆積層からなり，中部から上部は亜炭や火山性物質を伴う汽水性また淡水性の堆積層からなつている。下部の海成層からは *Fortipecten takahashii* (YOK.) を始め鮮新世を指準する“滝川—本別化石動物群”[11]を産する。

4. 津別—本岐地域と足寄—本別地域新第三系の比較

既述した両地域の新第三系を比較すると，津別層群と川上層群との間には細部にわたる岩相層序の違いはあるが，ともに泥質岩を主とし硬質頁岩を伴う共通点がある。また含有化石の内容についてみても，介化石の場合の *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Macoma colcarea* (GMELIN), *Nuculana pennula* (YOKOYAMA) などは津別層のシルト岩層や川上層群のF$_{I}$相に共通して優勢であり，有孔虫化石では津別層群上部に多い石灰質殻有孔虫化石群は川上層群には発見されないが，*Haplophragmoides* spp. や *Cyclammina* spp. などは両層群に共通している。さらに珪藻化石をみると，両層群ともに *Kisseleviella carina* が常に存在するA群集により特徴づけられている。このように含有化石や岩相のうえからは川上層群と津別層群とは同一層準の地層とのみかたができ，地質構造的にも両層群が“豊頃—北見帯”の基盤をなす中生層の東側にのみ分布し，かつ千島方向のNE—SW性褶曲軸の卓越する構造運動を受けているなど，共通している点が多く対比されることはまちがいない。

上里層群と十勝層群は前者が火山砕屑物を多量に伴うのに対し，後者は浅海成の粗粒堆積物や，亜炭などを伴う淡水成堆積物を主要構成員とし，上里層群の岩相とはかなり趣きを異にしている。さらに含有化石の点でも上里層群が中新世に多い珪藻化石を含むのに対し，十勝層群は鮮新世指準の“滝川—本別化石動物群”を産し異なつている。また，その分布をみても両層群はおのおの違つた条件下の積成盆地に形成された地層のようにみうけられる。このようなことから，両層群が異なる層準の地層であることは疑いなく，上里層群に対比されるべき地層は足寄—本別地域には欠除しているとみるべきで，むしろ奥上里夾亜炭層と十勝層群の一部とを対比するのが適当であろう。

5. 地質時代と対比

以上述べた新第三系中，その地質時代の決定と他地域との対比を行なううえにもつとも有効な古生物学的資料を産するのは十勝層群である。他の地層からは決めてとなる資料が少なく，不明な点が多いが，岩相，層序関係を合せ考えると次のように推論される。

十勝層群は先にも述べたように所謂“滝川—本別化石動物”群を産する。この化石群は北海道における上部新第三系の1指準化石群で，勇知層，茂築別層，深川層群，厚賀層および阿寒層群などからもその産出が報告され，すでに魚住悟ら (1958)[9] によりこれらの地層の対比がなされ，その地質時代は鮮新世とされている。

上里層群は津別層群を不整合に被覆し，その北方延長は新期火山噴出物に被覆され，明らかでないが，岩質的に網走地域の網走層や呼人層に似ており同一層準のものと解される。また上里層群の中上部には釧路炭田や北海道中軸帯西側の中新統上部の地層（厚内層群および稚内層群）に良くみられる珪藻土質シルト岩（“gray shale”）

が発達し，それに含まれる珪藻化石の内容が中新世後期から鮮新世の地層に含まれる群集に比較される。これらの点から考えると上里層群は介化石群の産出をみないが北海道の上部中新統に特徴的な硬質頁岩層の発達するところから，稚内層群や厚内層群に対比するのが適当と考える。なお地質時代については上里層群の最上部から鮮新世を指示するという珪藻化石を産するので，本層群が鮮新世にまたがるとの見方もできるが，珪藻化石による時代推定の困難な現在では決定しがたい。

津別層群と川上層群は，先にも述べたように同じ種類の介化石を多く含むが，その内容は北海道新第三系中に知られている幾つかの化石群集に比較されるものがなく，一般に中新統の泥質岩を主とする地層に多産するものである。しかし介化石の *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA などは釧路炭田の厚内層群の下位にあるとされている布伏内累層〔水野篤行他（1960）〕や上茶路累層〔佐藤 茂他（1961）〕に多く，かつ産出層準の岩相がともに軟質の泥岩で良く似ている。また珪藻化石の内容は現在のところ比較されるものが少ないが，苫前炭田中新統下部の三毛別層に含まれる化石群に似ており，上里層群を始め，稚内層準のものとは明瞭に区別される。さらに層序的位置からみると津別層群が上里層群に不整合に被覆され，明らかに上下関係にある事実など，両層群の層準が稚内層群以下の層準であるとの見方ができる。しかし両層群は岩相的に硬質頁岩を伴う泥質岩を主とする点で，川端層群よりは稚内層群に似ており，また，川上層群の下部から稚内層群に多いとされている *portlandia kakimii* UOZUMI を産すること（三谷勝利が螺湾川盤の沢の本別沢層から採取した），両層群からは“滝の上動物群”および“川端動物群”に比較される化石がまだ発見されないなど稚内層群に比較される資料もあり，積極的に川端層群に対比することができない。以上述べたように津別層群および川上層群については多くの問題が残されており北海道標準層序への対比がむずかしく，ここでは道東地域に限つて岩相および層序関係から，網走地域の常呂層，釧路炭田の布伏内累層および上茶路累層に対比する。

6. まとめ

1） 津別—本岐地域の新第三系は下位から津別層群，上里層群および奥上里夾亜炭層に3分され，さらに岩相から津別層群は二又安山岩類，達媚層，津別層に，また，上里層群は美都層と里美層に細分される。津別層群，上里層群および奥上里夾亜炭層はそれぞれ不整合関係にある。

2） 本別—足寄地域の新第三系は川上層群とこれを不整合に覆う十勝層群に2大別され，さらに川上層群は基底部に局地的に発達する火山岩類と，A相からF相までの岩相に分けられる。

3） 津別層群と川上層群は岩相，含有化石および地質構造的にみて同一層準の地層である。また上里層群に当る地層は本別—足寄地域には分布せず，むしろ奥上里夾亜炭層と十勝層群の一部を対比するのを適当と考える。

4） 両地域に分布する新第三系中地質時代の明らかなのは十勝層群であつて，含有化石群から北海道標準層序の“滝川層群”に対比される。上里層群については岩相および珪藻化石から稚内層群のものに比較される。津別・川上層群は岩相からは稚内層群に似ているが層序的に上里層群に不整合で覆われて稚内層群以下との見方ができ，また化石の点では決め手となるものがなく不明な点が多いが，岩相，層序から常呂層，布伏内累層および上茶路累層に対比する。

7. あとがき

本論では“豊頃—北見帯”の津別地域および足寄—本別地域新第三系層序の概略と比較について述べ，さらに不充分ではあるが現在まで得られた資料からその地質時代と他地域との対比について報告した。今後は先に述べた本別沢層の問題をも含めて，常室—浦幌地域の厚内層群の層序を明らかにし，川上層群との関係を究明したい。

なお，この仕事を進めるにあたつて，北海道大学棚井敏雅助教授ならびに本所水野・角両技官から釧路炭田地域の新第三系について，また道立地下資源調査所三谷技師からは本別—足寄地域新第三系についてそれぞれ御教示をいただいた。さらに本所沢村孝之助技官からは珪藻化石の鑑定と助言をいただき，石田正夫技官からは有孔虫化石の鑑定と現地において御教示をいただいた。また本所北見地域図幅グループの諸兄からは現地ならびに室内において御協力を受けた。

以上の方々に厚く感謝する次第である。

（昭和40年12月稿）

文献

1） 千地万造(1953)：北海道網走川に沿う第三系層序の概略，泉陽高校研究論集

2） 魚住 悟他(1957)：日本新生代の堆積区とその変遷特に中新世を中心としてI，北海道地域，新世代の研究，No. 24～25

3） 湊 正雄・松井 愈・石井次郎(1957)：十勝産

Desmostylus の層準，地質学雑誌，vol. 63，no. 740

4) 橋本 亘(1957)：北海道地質構造に関する二三の問題，「日本の後期中生代の研究」，no. 5

5) 藤江 力・魚住 悟(1957)：北海道新第三紀の動物化石群集 (1)，新生代の研究，no. 23

6) 橋本 亘(1958)：蝦夷～樺太地向斜地向斜地域の地史に関する考察，藤本治義教授還暦記念論文集

7) 橋本 亘(1958)：北海道主部にみられる稚内階の基底の性質，日本地質学会1958年総会，日本新第三系討論資料

8) 三谷勝利・小山内熙・橋本 亘(1958)：5万分の1地質図幅「足寄太」および同説明書，北海道開発庁

9) 魚住 悟・藤江 力(1958)：北海道第三紀の地層対比ー新第三紀対比試案についてー，新生代の研究，no. 26

10) 島田忠夫・矢崎清貫(1958)：北海道網走市付近地質調査報告，地質調査所月報，vol. 19，no. 3

11) 藤江 力・魚住 悟(1958)：滝川・本別化石動物群と代表種 Fortipecten takahashii の分布，新生代の研究，no. 26

12) 三谷勝利他(1959)：5万分の1地質図幅「本別」および同説明書，北海道開発庁

13) 水野篤行・百石 浩(1960)：5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書，北海道開発庁

14) 佐藤 茂・長浜春夫・吉田 尚(1961)：5万分の1地質図幅「上茶路」および同説明書，北海道開発庁

15) 沢村孝之助・山口昇一(1961)：網走ー浦幌地域の硬質頁岩の珪藻による対比，地質調査所月報，vol. 12，no. 11

16) 井上英二・鈴木泰輔(1962)：5万分の1地質図幅「ウコタキヌプリ山」および同説明書，北海道開発庁

17) 沢村孝之助・山口昇一(1963)：道東津別地域新第三系の化石珪藻による分帯，地質調査所月報，vol. 14，no. 10

18) 三谷勝利・藤原哲夫・石山昭三(1964)：5万分の1地質図幅「上足寄」および同説明書，北海道開発庁

19) 山口昇一・沢村孝之助(1965)：5万分の1地質図幅「本岐」および同説明書，地質調査所

20) 山口昇一・佐藤博之(1966)：5万分の1地質図幅「上里」および同説明書，地質調査所

551.495.56 (521.72)

滋賀県安曇川扇状地の地下水

岸　和男*　菅野敏夫*

Ground Water of the Ado River Fan, Shiga Prefecture

By
Kazuo KISHI & Toshio KANNO

Abstract

The Ado river fan is situated on the west side of the lake Biwa, and the fan is the largest in this area. The main aquifers are fan deposits of the Quaternary age.

The geological and hydrological researches of the area were done in July 1964.

The estimated recharge to the ground-water reservoirs is 4.5 cubic meters per second from the Ado river and 0.8 cubic meters per second from the irrigation water diverted from the Ado and the Kamo rivers.

Discharge from the ground-water reservoirs is by effluent seepage in the spring zone and by flowing wells, and they amount to about 3.5 cubic meters per second.

The discharge is less than the recharge and the estimated amount of about 1.0 cubic meter per second may go into the ground-water reservoirs or the lake Biwa.

Dug wells in large diameter in the upper and middle parts of the fan yield free ground water of 1,500 cubic meters per day. In the spring zone, a well yields artesian ground water of 1,000 cubic meters a day.

In the middle and lower parts of the fan, some artesian ground waters deeper than 50m contain much total-Fe ions.

要　旨

1) 安曇川および鴨川表流水の伏没量は平水時において約 4.5 m^3/sec であり安曇川扇状地の地下水の有力な供給源となつている。

2) 河川を除く地下水供給は用水路および湛水田などを通じて行なわれ，これらを合計した伏没量は 0.8 m^3/sec 程度となつている。

3) 扇状地中部の湧水地帯および自噴帯における湧水量と自噴量との合計は約 3.5 m^3/sec である。

4) 地下水供給量と排水量との差は約 1.0 m^3/sec であつて，供給量が多い。この差 1 m^3/sec は扇状地地下水の貯溜増加量あるいは琵琶湖湖底への排出量を示していると考えられる。

5) 扇状地中部および上部では主として自由面地下水を利用の対象とし，大口径の浅井戸によつて 1,500 m^3/day 程度の取得が可能であろう。

6) 自噴帯に賦存する深度50m以浅の被圧地下水は1井当り 1,000m^3/day 程度の取得が可能であるが，大量の揚水を行なうと一般民家の自噴井に影響し自噴が停止するおそれがある。

7) 扇状地下部の被圧地下水は鉄分がきわめて多く，中部でも深度50m以深の被圧地下水は鉄分が多い場合があり，その開発利用に際しては水質の面についての考慮が必要である。

8) 地下水の総取得可能量の推定および大規模な取得をはかる場合にはさらに精密な水理地質調査を行なうとともに年間4回以上の水文調査を行なう必要があろう。

1. まえがき

わが国でもつとも大きな水面積を有する琵琶湖は貯水量約270億 m^3 といわれ，宇治川および京都疎水によつ

* 応用地質部

て京阪地区に通じ各方面での水利用がはかられている。

琵琶湖の東南岸は姉川・野洲川など多くの河川によつて形成された平野がひらけ，自然環境および立地条件が有利なことにより古くから紡績工場などが操業しており，わが国でも数少ない湖岸工業地帯として繁栄してきた。一方，西岸は地形的に湖に臨む斜面が急傾斜を呈しており，また主要河川である安曇川を除くと，いずれも河川規模が小さいため，平野の発達が東南岸にくらべて劣つている。さらに交通不便などの立地条件が加わつて，工業的には立ち遅れた地域である。しかし地元において国鉄琵琶湖湖西線設置の声が上がつており，湖西線が建設された暁には京阪地区とは距離的および時間的に近くなるので，近い将来には二次産業の発展を期待することができるし，さらに京阪地区への通勤時間が1～2時間ともなれば，そのベットタウン的な性格も兼ねるようになろう。将来の発展を考慮した場合，琵琶湖西岸のうちもつとも大きな河川である安曇川の流域における水の多目的利用が急激に増加するものと予想される。したがつて，安曇川流域を中心とした地域について地下水の流動，表流水からの地下水供給量および地下水開発可能量の一端を事前に明らかにしておくことは今後の水利用をはかる場合の基礎的資料としてきわめて有意義である。また琵琶湖の水高度利用に関連して湖水の水位を下げた場合，沿岸の地下水がどのような影響を受けるかという問題を解く場合の一つの手がかりともなるであろう。

琵琶湖沿岸の地下水については，湖東南地区は昭和33年度に工業用水源地域調査として実施されているが，今回は，湖西地区のうち，もつとも河川規模が大きい安曇川扇状地を中心とした地域を対象として調査研究を行なつた。

本報告は，主として扇状地における水の浸透機構を解明するための一つの方法として行なつた水文および水理調査の結果をとりまとめたものであるが，あわせて，石田川および知内川地区における井戸分布と帯水層の状態などについても簡単に記述している。

2. 調査地域の概要

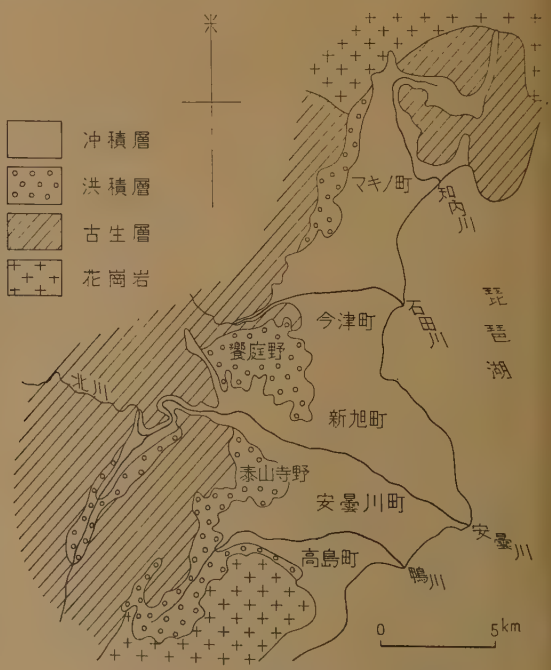
2.1 水理的環境

調査地域は琵琶湖の北西部に位置し琵琶湖西岸では唯一の比較的大きな平野である。この地域は水理的環境から安曇川および鴨川の扇状地地区と石田川から知内川にかけての琵琶湖沿岸地区との2つに分けられる。

安曇川を中心とする平野は安曇川および鴨川によつて形作られた扇状地であり，その後背には饗庭野（あいばの），泰山寺野と呼ばれる大きな洪積台地がみられる。この洪積台地の西側は頁岩・砂岩などから構成される古生層の山地であり，南側湖岸沿いは花崗岩からなる山地である。

石田川から知内川にかけての地区は湖岸に沿つた幅1～3km の間に湖水面との標高差が10m以内の沖積低地がみられ，その後背には洪積層および沖積層の小規模の扇状地が分布している。さらにその西側は古生層からなる山地となつている。

第1図 調査位置図



第2図 琵琶湖西岸の地質

古生層および花崗岩の山地は非透水性の岩盤であり調査地域における容水地盤の基盤となつている。洪積台地および北部の小扇状地群は，礫・砂・粘土からなり，容水地盤を形成する。

調査地域を流れるおもな河川は，琵琶湖西岸でもつとも大きな流域面積をもつ安曇川を始め，その南側の鴨川，北方の石田川・百瀬川・知内川などである。地形的にみるとこれらの河川のうち安曇川・鴨川・百瀬川は地下水の供給源となりうる環境下にあり，石田川は両岸平野の地下水によつて涵養される排水河川的な環境下にある。また知内川は中流部においては排水河川，下流部では地下水の供給河川的な環境にある。しかし安曇川を除く諸河川はその流域規模がごく小さく表流水からの地下水供給は量的にごく少ないと考えられる。

2.2　安曇川流域の概観と流況

安曇川は京都市左京区白井付近に源を発し，琵琶湖西岸に連なる比良山地の西側の谷を約 30km 北に流れ，高島郡市場地先において西側の丹波高地から発する北川と合流し，そこから流路を東に変じ，さらに 18km ほど流下して琵琶湖に注いでいる。安曇川は高島郡朽木村原地先において山地部を脱し，そこから下流に狭少な冲積平地を作り，さらに下流において約 23 km² の扇状地を形成している。中流部の狭少な平地の両側は比高100～140 mをもつ洪積台地である。安曇川の河床面はこの狭少な平地では両岸平地と同高度ないし若干低いが，扇状地に入ると急激に扇状地面より高くなり河口付近まで天井川の様相をみせている。安曇川扇状地の半径は約 6 km であり扇頂部の標高は 100 m，扇央部付近が 90 m，以下扇端部に向かつて勾配がゆるやかになり末端部の湖岸では87m前後となつている。扇状地の地表面勾配の変化を示すと次のとおりである。

扇頂部～1 km	5/1,000
1 km～2 km	3/1,000
2 km～5 km	1/1,000 以下

このように当扇状地はかなり勾配のゆるい扇状地であり，湖岸近くでは扇状地の末端というより湖岸低地となり遊水池が各所に点在している。

朽木村原地先より上流の安曇川の流域面積は約 258 km² であり，市場地先において合流する北川はほぼ½に相当する 125 km² の流域面積をもつている。この北川では長期間にわたる流量観測が行なわれており完備した観測資料が得られている。この資料から算出された各期の流量および比流量を第1表に示した。それによると北川では平均流量に対して豊水量・平水量の値が少なく，したがつて，年間を通しての変動が比較的少なく，水量的に安定した河川といえる。安曇川全流域の正確な流況は把握できないが約½の流域面積をもつ北川の流況とそう大きな差異はないものとみて差支えない。調査時における安曇川の平地部に入るところの流量は5.8～6.8m³/sec であり，比流量は 2.3～2.6 m³/sec/100km² であつた。また安曇川扇状地の南部を流れる鴨川の平地部に入る地点の比流量は 2.3 m³/sec/100km² となり，この二者と北川の比流量を比較すると調査時点における流量は，ほぼ平水量に相当するものと考えて差支えない。

第1表　北川の流量および比流量

年	流量 (m³/sec)		比流量 (m³/sec/100km²)	
	昭和37年	38年	37年	38年
渇水量	1.5	1.1	1.2	0.9
低水量	2.0	2.2	1.6	1.8
平水量	3.0	2.9	2.4	2.3
豊水量	4.4	3.8	3.5	3.0
年平均流量	5.4	4.2	4.3	3.3

3.　河川流域の水文

扇状地における表流水の伏没量および湧出量を求めるため安曇川・鴨川および用水・支流などの流量測定を行なつた。安曇川については河川縦断方向に数カ所の流量測定断面を設け上流側断面流量と下流側断面流量の差をその区間の伏没量あるいは湧出量とした。また扇状地内を流れる用水そのほかの表流水については，扇状地をいくつかの小地区に分けその地区に流入する水量と流出する水量との差をもつて伏没量および湧出量とした。

3.1　扇状地の表流流量

安曇川扇状地の扇頂部付近から扇状地に流入する表流群を大別すると，安曇川を境にして北側扇状地には安曇川から取水した 1.7 m³/sec のかんがい用水が流れ，あまねく扇状地区内の水田にかけられている。南側扇状地には北側とほぼ同量の 1.4 m³/sec のかんがい用水が安曇川から取得されて扇状地上部～中部の水田にかけられている。このほか南側扇状地に流入する表流水として泰山寺野の谷からの支流の流量が 0.1 m³/sec 南端を流れる鴨川およびその付近の用水群の流量が 0.8 m³/sec ある。中央を流れる安曇川本流の流量は 4.1 m³/sec である。

以上の表流水量の合計は 8.1 m³/sec であり，前述のとおり調査時の流量は平水量に相当するので，1年のう

ち約半分の期間はこの程度の表流水量が扇状地内に流入しているものと考えられる。

3.2 安曇川表流水の伏没量と増加量

流量測定の最上流部の断面（A-1断面）は安曇川町長尾地先の農業用堰堤の直下流に設け，最下流部の断面（A-7 断面）は河口から約 1 km 上流の地点に設定した。測定は洪積台地に挟まれた狭少な平野地区では 2 区間に分け，扇状地内では 2 区間に分けて行なつた。さらに測定結果から顕著に表流水が伏没の状態を示す A-3 断面（安曇川町十八川地先）から A-6 断面（安曇川町川島地先）の約 3 km の区間をさらに小区間に分けて測定している。測定結果は第 2 表に示してあるが要約すると次のとおりである。

1） 上長尾堰堤から安曇川町南古賀付近（A-2 断面）までの約4km の区間では，2 回測定した平均で 2.238m³/sec が増加している。

2） 南古賀付近から扇頂部下流約 1 km の地点，A-3 断面までの約 2.6 km の区間では 2 回平均 0.715 m³/sec が増加している。この区間の河長 1 km 当りの増加量は 0.28 m³/sec/km であり A-1～A-2 断面の 0.56 m³/sec/km の約½である。このような値を示すのは扇頂部から A-3 断面までの間でも若干減少しさらにその上流部に減少も増加もしない地点が存在するためと考えられる。

3） A-3 断面（安曇川町十八川地先）から A-6 断面（安曇川町川島地先）までの約 2.8 km の区間では 3 回の測定平均で 3.205 m³/sec の表流水が伏没している。減少量は上流側断面流量の 63 % に当り河川長 1 km 当り 1.14 m³/sec である。このように A-3～A-6 断面の間は表流水の伏没が大きいので小区間に分けて測定を行なつている。

4） A-3 断面から江若鉄道鉄橋（A-4 断面）までのわずか 700m の区間で約 0.7 m³/sec が減少し，A-4 断面から A-5 断面（安曇川町三ツ矢地先）までの 1 km の間が 1.56 m³/sec，A-5 から A-6 断面の間が約 0.53m³/sec の減少量を示した。この小区間の河川長 1 km 当りの減少量は上流側からそれぞれ 1.01，1.56，0.48 m³/sec を示し，A-4 断面と A-5 断面の間がもつとも著しく減少している。

5） A-6 断面から河口近くの A-7 断面までの約 2 km の区間では 0.96 m³/sec が減少している。

以上のように安曇川表流水は洪積台地に挟まれた地区では両岸平地の地下水によつて涵養されて増加し，扇状地に入ると直ちに伏没浸透を始め，河口付近まで連続して減少している。伏没量の合計は扇頂部の流量が 5～6

第 2 表　安曇川表流流量の縦断方向の増減

番号	測定場所	7月31日 第1回 流量 (m³/sec)	流量差 (m³/sec)	7月31日 第2回 流量 (m³/sec)	流量差 (m³/sec)	8月1日 流量 (m³/sec)	流量差 (m³/sec)	平均 流量差 (m³/sec)	上流側断面流量に対する流量差の百分率 (%)	区間の長さ (km)	流量差 区間の長さ (m³/sec / km)
A—1	安曇川町 長尾上流約2km	3.396				2.265					
			+2.483				+1.993	+2.238	79	4.0	+0.56
A—2	安曇川町南古賀	5.879				4.258					
			+0.474				+0.957	+0.715	14	2.6	+0.28
用-1,2	〃庄堺，新旭町井の口	0.741				0.740					
A—3	〃 十八川	5.612		5.053		4.475					
			−3.241		−3.054		−3.319	+3.205	63	2.8	−1.14
A—6	〃 川島	2.361		1.999		1.336					
			−0.960						41	2.1	−0.46
A—7	〃 北舟木，南舟木	1.401									
A—3	〃 十八川					4.128					
							−0.707		17	0.7	−1.01
A—4	江若鉄道鉄橋					3.412					
							−1.558		22	1.0	−1.56
A—5	安曇川町ニツ矢					1.863					
							−0.527		28	1.1	−0.48
A—6	〃 川島					1.336					

第３図　安曇川流域平野流量測定位置図

第3表　安曇川扇状地における支流，用水などの流量測定結果

No.	測定場所	流量 (m³/sec)	No.	測定場所	流量 (m³/sec)
1	滋賀県高島郡安曇川町庄　堺	1.277	45	滋賀県高島郡安曇川町南　市	.006
2	〃　〃	.003	46	〃　〃	.020
3	〃　〃	.021	47	〃　五番領	.039
4	〃　〃	.021	48	〃　十八川	.258
5	〃　〃	.026	49	〃　〃	.012
6	〃　三重生	.005	50	〃　〃	.012
7	〃　〃	.005	51	〃　〃	.042
8	〃　馬　場	.021	52	〃　〃	.022
9	〃　佐　賀	.040	53	〃　〃	.516
10	〃　上　寺	.003	54	新旭町太　田	.070
11	高島町北出	.009	55	〃　〃	.005
12	〃　〃	.029	56	〃　〃	.021
13	〃　武　曽	.099	57	〃　〃	.023
14	〃　〃	.180	58	〃　〃	.301
15	〃　〃	.433	59	〃　〃	.012
16	〃　拝　戸	.064	60	〃　〃	.362
17	〃　〃	.010	61	〃　四ノ坪	.010
18	〃　〃	.008	62	〃　藁　園	.184
19	〃　音　羽	.010	63	〃　〃	.084
20	〃　宮　野	.068	64	〃　〃	.015
21	〃　永　田	.015	65	〃　〃	.050
22	〃　〃	.055	66	〃　〃	.017
23	〃　鯰　川	.005	67	〃　深　溝	.130
24	〃　〃	.013	68	〃　〃	.048
25	〃　〃	.044	69	〃　〃	.010
26	〃　〃	.094	70	〃　〃	.010
27	〃　出　鴨	.016	71	〃　〃	.190
28	安曇川町川　島	.129	72	〃　針　江	.565
29	〃　〃	.059	73	〃　〃	.002
30	〃　〃	.046	74	〃　〃	.040
31	〃　〃	.307	75	〃　森	.024
32	安曇川町藤　江	.063	76	〃　〃	.015
33	〃　横　江	.007	77	〃　田　井	.066
34	〃　〃	.111	78	〃　辻　沢	.020
35	〃　〃	.492	79	〃　〃	.003
36	〃　下小川	.978	80	〃　今　市	.310
37	〃　〃	.064	81	〃　〃	.016
38	〃　〃	.076	82	〃　平　井	.152
39	〃　〃	.030	83	〃　安　井	.191
40	〃　〃	1.112	84	〃　川原市	.454
41	高島町北　鴨	.011	85	〃　〃	.031
42	安曇川町三尾里	.132	86	〃　〃	.005
43	〃　〃	.053	87	〃　〃	.490
44	〃　〃	.002			

m^3/sec のとき，その⅔以上に相当する 3.5～4.5 m^3/sec に達する。

3.3　用水・支流などの伏没量と増加量

安曇川扇状地の中ないし下部には湧水地帯がみられ，その湧水量と上部における用水・支流などの表流水の伏没状態を知るために扇状地を3つの地区に分けて表流水の増減を測定している。測定の区域および流量測定結果は第3図と第3表に示してある。

南側扇状地では上，中2つの地区に分け上部地区は安曇川町庄堺—武曾—高島町永田—出鴨—安曇川町三尾里—十八川を結んだ区域とし，下部地区は安曇川町十八川—北鴨—下小川—川島を結んだ区域とした。

上部地区に流入する用水および支流の合計流量は約 1.83 m^3/sec であり，そのうち鴨川表流水は 0.43 m^3/sec である。鴨川の表流水は測定地点から約 4 km 下流の宿鴨付近までの間にその大半が伏没し，そのほかの支流，用水などの表流水は約⅓の水量が減少している。この区域の南端部の小地区には湧出地帯がみられるが，その湧出量と水田からの蒸散量とを合せても 0.1 m^3/sec 以下と推定されるので，上部地区の伏没量は約 0.7 m^3/sec として大差はない。

中部地区では上流側の流入量が 1.125 m^3/sec，下流における流出量が 3.474 m^3/sec であり，差引き，2.349 m^3/sec が増加している。この地区では標高90mの等高線より下流側に湧水地帯がみられ，そこより上流側の安曇川沿い地区では若干伏没，浸透するものと考えられるので湧出量は $2.349+\alpha$ の値で示される。

北側扇状地では扇状地の中部を横切る測線が設けられず，新旭日町川原市—辻沢—深溝—太田を結んだ範囲を一区域とした。したがつて上部地区の減少量，下部地区の湧出量とに分けた値は求められなかつた。測定結果によれば上流側流入水量が約 1.67 m^3/sec，下流の流出量が約 2.2 m^3/sec であり，差引き 0.55 m^3/sec が増加した値として示される。

この地区の上部では南部扇状地と同様に表流水が伏没するものと当然予想され，実際の湧出量は測定された増加量よりもかなり大きな値となるものと考えられる。扇状地の形態，湧水地帯の面積，南部扇状地の単位面積当りの湧出量などから推定すると，湧出量は 1～1.2 m^3/sec 程度とみられ，上部における伏没量は 0.5～0.6 m^3/sec となる。

測定区域の下流側，湖岸までの地区では，水路の流速がきわめて遅く，遊水池になつていたりして流量測定の条件が悪く表流水の測定は行なわなかつた。たおこの地区においては表流水の伏没，浸透はまず考えられず，また多量に湧水するような環境でもない。

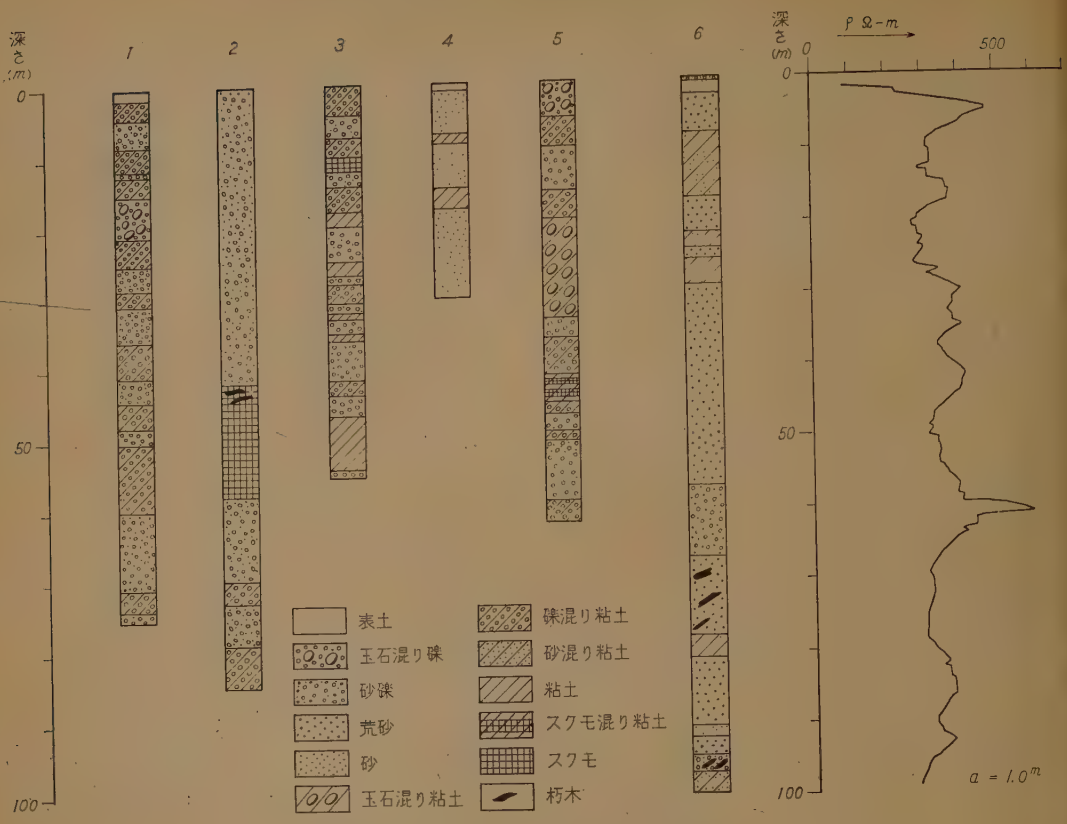
以上のように安曇川扇状地に流入する支流，用水などの表流水は流入量の約⅓に相当する約 1.2 m^3/sec（うち 0.4 m^3/sec は鴨川の伏没量）が上流部において伏没し，中～下流部（ほぼ標高90m等高線より下流側地区）において 3.4～3.6 m^3/sec が湧水している。

4.　井戸分布と帯水層

安曇川扇状地において作井柱状図が残されている井戸は4本のみであり，また基盤にまで達している井戸はみられず，容水地盤の全貌を知るためには資料が少ない。さく井柱状図は第4図にその位置は第5図に示してある。これらの井戸のうち1本は大阪通産局によつて設けられた地下水位の観測井である。深度30mの井戸2本は工業用に利用され他の1本はかんがい用の井戸である。

扇状地の南部，高島町宮内地区には深度65mのかんがい用井戸があり，かんがい期のみ 6,000～7,000 m^3/day の揚水を行なつている。作井標本によれば，地質はおもに砂礫および粘土混り砂礫からなり 15m と 45m 付近に粘土あるいはスクモが挟在している。揚水試験によれば，この井戸の限界揚水量は約 5,000 m^3/day，比湧出量 2,500 $m^3/day/m$ であり，この地区の帯水層はかなり透水性にすぐれている。扇状地末端の安曇川町舟木に設けられた大阪通産局地下水位観測井では，坑内電気検層，揚水試験などが行なわれている。その詳細は大阪通産局から中間報告として発表されているが，概要は次のとおりである。深度 100m までの地質は大半が砂礫からなり，大別して 29 m 以浅と 29～100 m の2つの地層に区別される。29m 以浅の地質はおもに粗砂および砂混り粘土からなり砂礫は花崗岩類のものが多い。29m以深は礫混り砂が主体で古生層起源のものが多い。また67m以深に埋木が挟在している。この井戸の口径は 150 mm，ストレーナの位置は 83.5～94.5 m であり揚水試験の結果では透水量係数 840 $m^3/day/m$，透水係数 8.67×10^{-2}，限界揚水量 900 m^3/day，比湧出量 400 $m^3/day/m$ と算出されている。水質は塩素イオン，硫酸イオンなどは少ないが鉄が 28 ppmとかなり多く，また可燃性の天然ガスの発泡が認められる。

北側扇状地の中部に深度30mの工業用井戸が2本ある。地質柱状図によれば地質はおもに砂からなり，厚さ 1.5～2mの粘土層を2枚はさんでいる。井戸1本で約3,000 m^3/dayの揚水を行なつており，ポンプ停止時にはわずかに自噴する。帯水層の透水性は比湧出量（900 $m^3/day/m$）からみるとかなりすぐれており水質も鉄分が少なく良好である。



第 4 図　安曇川扇状地およびその付近の地質柱状図　(位置は第 5 図に示してある。)

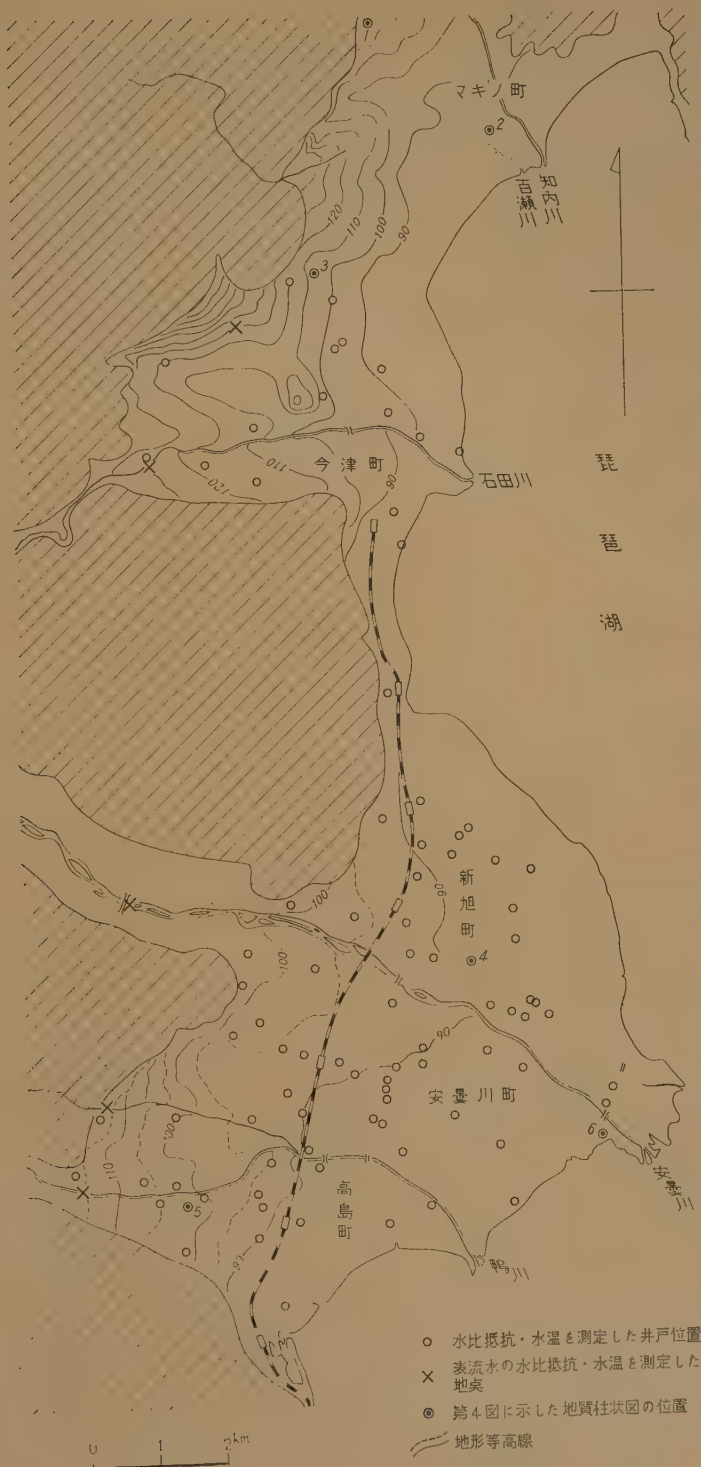
扇状地中部地区の各家庭には径 1～2″，深さ 10～50m の掘抜自噴井が掘られ，その数は数10本に達している。また自噴地帯に点在する養魚場では径 2～3″ の鉄管を 4 m² ほどの敷地に 7 ～ 9 本まとめて深さ 10～15 m 打込み，地下 1 ～ 2 mのところで自噴させ，低揚程のポンプで揚水している。この 1 群井の揚水量は 1,500～2,500 m³/day であり，鉄管 1 本当りの比湧出量は 100～200m³/day/m である。

扇状地には以上の被圧地下水を取得している井戸のほか，一般民家および簡易水道などで自由面地下水を取得している。自由面地下水をやや多量に取得している簡易水道水源が南北両扇状地に各 1 本ある。北側扇状地中部の径 5 m，深さ 4.3 mの井戸では 1,000 m³/day の揚水に対し 0.4m の水位降下を示し，南側扇状地中部の浅井戸では比湧出量が 1,000 m³/day/m であり，ともにその地区の浅部の帯水層の透水性がすぐれていることを示している。

安曇川扇状地の北方，今津町川上地点に深さ48mの試掘井がある。柱状図資料によれば地質は砂礫，砂礫混り粘土，および粘土の互層からなり10m付近にスクモが挟在する。井戸の口径は 75 mm，ストレーナは 20 m から 47 m の間の砂礫層の部分を全部切つてある。揚水試験データによれば，1 mの水位降下で約 300m³/day の揚水が可能であり，井戸口径の小さな割合には揚水量が多い。今津町では，このほか川尻地区に旧養魚場で利用していた深さ 30～50 m の井戸が数本あり，わずかに自噴している。また浜分，辻川，南浜などの地区に深さ 100m 以上といわれている自噴井戸が数本みられるが水量が少なく，かつ水質が悪いため利用されていない。

マキノ町では標高 130m 付近の辻地区に 2 本のかんがい用井戸があり夏期のみ揚水している。深さは75mおよび80mでありいずれも基盤に達していない。地質は礫および砂礫混り粘土であり揚水量から判断すると透水性はかなりすぐれている。また湖岸に近い知内地区に深さ85mの簡易水道水源井があり，低揚程のポンプで 1,000m³/day 以上の揚水が可能といわれている。

饗庭野(あいばの)および泰山寺野とよばれている洪積台地には深井戸がみられず，一般民家では 10～20 m の掘井戸によつて自由面地下水を取得している。地質は砂ないし粗砂と粘土との互層からなり，全体の厚さは数十m以上と推



第 5 図　水温・水比抵抗を測定した井戸の位置

定されるので，透水性が劣つているとしても若干の地下水が深井戸によつて取得できるものと考えられる。

5. 地 下 水 理

5.1 自由面地下水

調査地域には前述の井戸のほか一般民家にそれぞれ浅井戸がある。これらの井戸のうち90本あまりを選んで地下水の水比抵抗，水温などを測定した。

安曇川扇状地の自由面地下水の水比抵抗値は 2,000～15,000 Ω-cm を示し，おおむね上流部で高く湖岸沿いで低くなつている。南側扇状地では，国道から上流側の鴨川沿いの地区および安曇川沿いの地区に 9,000～15,000 Ω-cmの高い水比抵抗を示す地下水がみられる。扇状地中部および鴨川と安曇川との中間地区の地下水は 6,000～9,000 Ω-cm の水比抵抗を示し，湖岸低地の地下水は 2,000～6,000 Ω-cm という低い値を示している。北側扇状地では上部地区が 7,000～11,000 Ω-cm 下流部地区が 7,000 Ω-cm 以下の水比抵抗を示している。地下水温は 16～20° C であり地区的なまとまりはなく，水比抵抗値の分布との関係もとくにみられない。地下水位は測定できる井戸が少なく確かなことは明らかでないが，おおむね上部地区で地表下 2～4 m，中・下部地区で 0.5～

第 6 図 安 曇 川 扇 状 地 の 地 下 水 調 査 要 図

2 mとなつている。

以上の調査結果と水文調査の結果などから扇状地における自由面地下水の供給流動状況を推定すると次のようになる。

安曇川扇状地上部の地下水は鴨川および安曇川の表流水から直接供給され，さらに用水および湛水田からも供給されている。この地下水は湖岸に向かつて活発に広い範囲にわたつて流動しており，とくに限られた透水帯は形作つていない。またこの地下水は扇状地中部において湧水として地表に排出している。湖岸低地では流動が不活発となり停滞性の地下水となつている。

石田川から知内川にかけての地区の自由面地下水の水比抵抗値は 7,000～15,000 Ω-cm を示し，安曇川扇状地より全般に高い値である。石田川沿い，知内川沿いの地区および湖岸低地区では 10,000 Ω-cm 以下の値を示し，山麓部の扇状地では 10,000 Ω-cm 以上の値である。地下水位は湖岸低地が 1 ～数mで浅く，山地に近づくにつれて深くなり，標高の高い扇状地上・中部では地表下20 m以上の地区もみられる。地下水の供給源はほとんどが扇状地上・中部の降水であり河川表流水からの供給はごくわずかである。

5.2　被圧地下水

調査地域において被圧地下水を取得している井戸は自噴帯の掘抜井戸を除くとその数がごく少なく，また地質標本あるいは柱状図の残されている井戸も少ない。したがつて調査地域全域の被圧地下水の水理は明らかにできないが，調査し得た自噴帯の地下水理の概要のみを次に述べる。

掘抜自噴井は安曇川扇状地の中央部に幅 2 ～ 3 km,長さ 8 km の範囲に分布し，その上限はほぼ標高90mの等高線付近である。北側扇状地では湖岸近くまで自噴井がみられるが，南側扇状地では湖岸に沿つた幅 2 ～ 3 km の地区(湖岸低地区)にはほとんどみられない。自噴井の深度は 10～50m であり，自噴帯の上限付近では 10m 以浅の井戸でも自噴する。調査した井戸の深度別の本数は 10m 以浅が 6 本，13～16m が 3 本，20～24m が 7 本，28～32mが 6 本，36m，54m各 1 本であり，これら以外の深さの井戸はみられなかつた。これによれば，帯水層は 10m 以深に 5 層存在することになり 20～24m 層，および 28～32 m 層が有力なようである。水比抵抗値は 10,000～15,000 Ω-cm，水温は 14～17° C を示し，ともに深度および地理的な特徴はみられない。

自噴井の圧力面の高さは一般に低く，もつとも高い井戸でも地表上 2 ～ 3 mにすぎない。この自噴帯における被圧地下水の供給源は自噴井の地理的・深度的分布状況，自噴量，水比抵抗値など種々な点からみると，そう遠くではないと考えられ，おそらく扇状地上部の自由面地下水から供給されているとみて差支えない。

自噴井のなかに鉄分の多い地下水を湧出する井戸があり，地理的に不規則に点在している。鉄分の多い井戸はおおむねその地点の平均自噴井深度より深めな井戸にみられ，かつ湖岸に近いところほど数が多い。扇状地末端の北舟木では深さ 100m および 40m 程度の掘抜井戸が掘られたが鉄分が多く使用できなかつたといわれ，また大阪通産局の水位観測井も鉄分が著しく多量に認められている。したがつて，安曇川扇状地では上流部では数十mの深井戸でも良質な地下水が得られるが，中流部では深度および地理的位置によつて鉄分の多い地下水となる場合があり，下流部では深さ80m以深の地下水は鉄分がきわめて多く一般には使用できない状態となつている。

6.　調査結果の検討および結論

いままで述べてきたように安曇川扇状地の自由面地下水は，おもに扇状地上部において安曇川および鴨川の表流水と湛水田から供給され湖岸に向け流動し扇状地中部の湧水地帯においてその多くが湧水として地表に排出している。また扇状地上部の自由面地下水から供給されているとみられる扇状地中部の深度約50m以浅の被圧地下水は一般民家，養魚場などの自噴井によつて地表に排出している。

河川の流量がほぼ平水量を示していた調査時における河川表流水からの地下水供給量は約 4.5 m^3/sec であり，用水および湛水田からの供給量は約 0.8 m^3/sec であつた。それに対し自由面地下水の湧水量と浅い被圧地下水の自噴量の合計量は約 3.5 m^3/sec であり差引き供給量が排出量よりも約 1.7 m^3/sec 多いことになる。しかし河川表流水からの供給量のうち安曇川下流部において伏没した水は河床下を流下し直接琵琶湖湖底に排出されている可能性があり，また測定できなかつた湖岸低地地区でも，地表への排出が若干量みられるものと予想されるので，それらを勘案すると供給量と排出量の差は 1 m^3/sec 前後となろう。この差約 1 m^3/sec は調査時（平水期・かんがい期）における地下貯溜の増加量，あるいは琵琶湖湖底への排出量を示しているものと考えられる。

湧水地帯および扇状地上部における自由面地下水の帯水層はかなり透水性にすぐれ，大口径浅井戸で 1,500m^3/day 程度の地下水が取得できよう。ただし山地に近い地区ではかなり減少するであろう。湖岸低地における自由面地下水の帯水層は細粒となり，透水性が劣り，多量な揚水は期待できず水質も劣つている。

自噴帯における深度50m以浅の被圧地下水の帯水層は比較的透水性にすぐれ，小口径の深井戸1本で，良質，かつ恒温な被圧地下水が 1,000 m^3/sec 程度取得可能である。しかし大容量のポンプなどによつて多量の揚水を行なうと周辺の一般民家自噴井に影響し自噴が停止するおそれが多分にある。

以上のように当扇状地の地下水は表流水と密接な関係をもち，全般的にみれば地下水はかなり豊富である。しかし今回の調査では深部の地下水，鉄分の多い水を含む帯水層の分布，洪積台地と平野深部の地層との関係などは明らかにできなかつた。また一般に地下水の収支を明らかにするためには唯1回の水文調査では不充分であり，1年ないし数年を通じた水文データを必要とする。

今後，地下水の大規模な利用をはかるため，また地下水の総取得可能量を推定するには，ボーリングなどを含む精密な水理地質的調査を行なうとともに，地下水の供給量と排出量とを求める水文調査を少なくも1年のうちに4回は行なう必要があろう。(昭和39年7～8月調査)

文 献

滋賀県 (1954) ：20万分の1滋賀県地質図

蔵田延男他4名 (1959) ：滋賀県湖東および湖南地域工業用水源調査報告，地質調査所月報，vol. 10, no. 10

建設技術研究所 (1964) ：琵琶湖周辺沈下に関する調査報告書

553.691 : 553.981 (521.15)

山形県下のヘリウム資源について

牧　真一*　矢崎　清貫**　比留川　貴*　米谷　宏*

Exploration for Helium Resources in Yamagata Prefecture, Japan

By
Shin'ichi MAKI, Kiyotsura YAZAKI, Takashi HIRUKAWA
& Hiroshi YONETANI

Abstract

Geochemical exploration for helium resources has been carried out in Yamagata prefecture. The surveyed basins are Shinjō, Yamagata and Okitama, and are located from north to south.

Ground water and natural gases were collected and chemically analysed 60 points of seepages and wells.

According to the chemical compositions, natural gases can be divided into the following five types, and the average concentrations of helium listed below.

type of gases	number of samples	average contents of helium(%)
N_2 type	15	0.050
N_2—CH_4 type	16	0.012
CH_4 type	14	0.006
CO_2—CH_4 type	1	0.003
CO_2 type	6	0.000—0.001

Close correlations were noticed between helium concentration, and distribution and type of basement rocks, geologic structure of the basins as well as volcanic activities.

It is conjectured that the higher concentration of helium (more than 0.01) is derived from the contamination of the nitrogen-type natural gas containing 0.02—0.57% helium which was originated from basement rocks.

要　旨

日本の天然ガス中のヘリウムについては，大正10年(1921) 山田延男・山口文之助・嘉納吉彦・上床国夫によつて研究調査が行なわれた。山田延男 (1923) は，山形県の西村山郡寒河江村の廃井からのガス中にヘリウム0.202%，同郡平塩村の自噴井からのガス中にヘリウム0.037%が含有されていることを報告している。

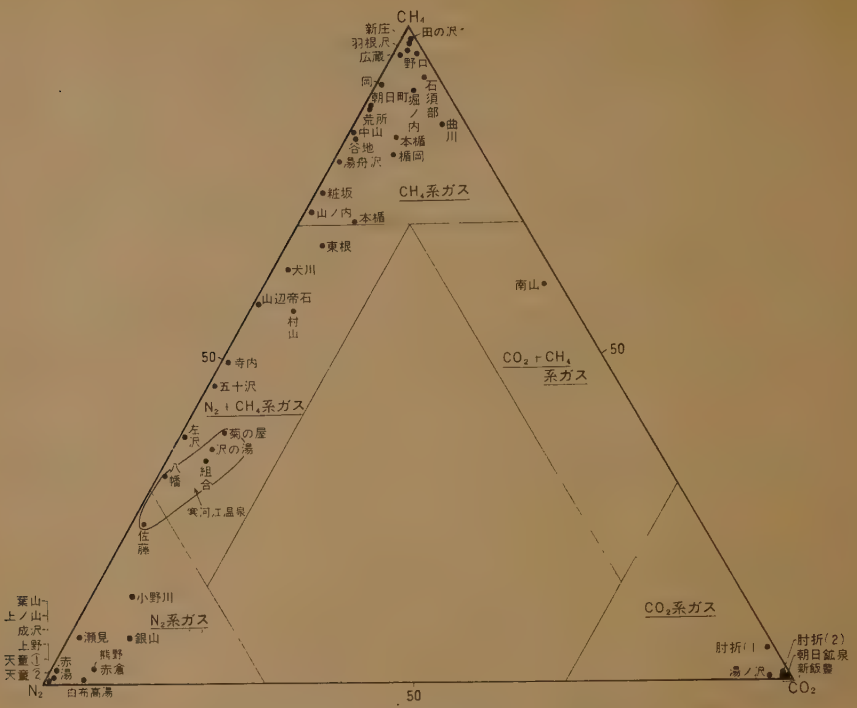
本調査は，山形県下の内陸盆地である置賜・山形・新庄の各堆積盆地ならびにその周辺に産出する天然ガス（可燃性天然ガスおよび不燃性天然ガスの温泉ガス・鉱泉ガス）中のヘリウム資源について，行なわれた。

この地域の天然ガスは，組成図（第1図）によつて次の5種類に大別できる。(1) CH_4 系ガス，(2) N_2 系ガス，(3) CO_2 系ガス，(4) N_2—CH_4 系ガス，(5) CO_2—CH_4 系ガス。

調査地域内の温泉・鉱泉の各ガスの大部分は，N_2 系および CO_2 系のガスであるが，一部 CH_4 ガスを混入した N_2—CH_4 系および CO_2—CH_4 系のガスがある。

各ガス系の内で，ヘリウムをもつとも多く含有するガス系は N_2 系ガスで，その含有量は0.127～0.001%である。次は N_2—CH_4 系ガスで0.042～0.001%である。CH_4 系ガスは0.024～0.000%で，CO_2 系ガスは0.001

* 技術部
** 燃料部



第 1 図　山 形 県 下 の 天 然 ガ ス 組 成 図
（O_2 1% 以上は空気補正を行なつた）

～0.000% とほとんど含有されていない。

ヘリウム 0.01 % 以上を含有するガスは，第 2 図に示したように県下の中軸隆起帯（白鷹山―吾妻山隆起帯）と背梁山地西縁部の縁辺堆積相を示す地域に分布する。これらの地域は，下位の基盤岩（阿武隈型花崗岩・箱ノ口相当層および片岩類）が比較的浅所に存在している。またこれらの地域には，断層，火砕岩類が発達している。以上のことから基盤岩の岩質・深度・生成時代と断層および火山活動の各地質条件がヘリウムの分布に関係していることが考えられる。

この地域内でヘリウム 0.01% 以上を含有するガスは，ヘリウムと窒素の関係から，ヘリウム 0.02～0.57 % のうち，主として 0.02～0.14 % の窒素系ガスが基盤から逸出し，上位のガスと混合してできたと考えられる。

地域内でヘリウム含有量が比較的多い N_2 系ガスは，大きな鉱床を期待することは困難で，資源的面からは N_2—CH_4 系および CH_4 系ガスが重要であるが，これらのガスのヘリウム含有量では現在のところヘリウムの回収は困難である。

山形県下の天然ガスは，ガスを貯留する背斜構造が多数存在し，ガス徴も存在することから，第三紀層のガスを対象とした開発，とくにヘリウム含有量の多い山形盆地西部の開発調査が望まれる。またヘリウム資源調査上からは，この地域にヘリウムの立体的分布を調べることを目的とした試錐調査が必要である。

1. 概　　論

山形県の大部分の地域は，第三系中新統の下位に先第三紀の基盤岩が存在する，いわゆるグリンタフ地帯であつて，ヘリウムの調査には重要な地域である。

県下の天然ガスは，各盆地の上部地層に賦存する第四系の CH_4 系天然ガスのほか，その下部ならびに盆地周辺に賦存する第三系の CH_4 系天然ガス，N_2 系，CO_2 系の温泉ガス・鉱泉ガスおよびこれらの混合ガスが存在する。（第 1 図参照）

今回調査した各ガス系別の平均ヘリウム含有量を示すと下記のようになる。

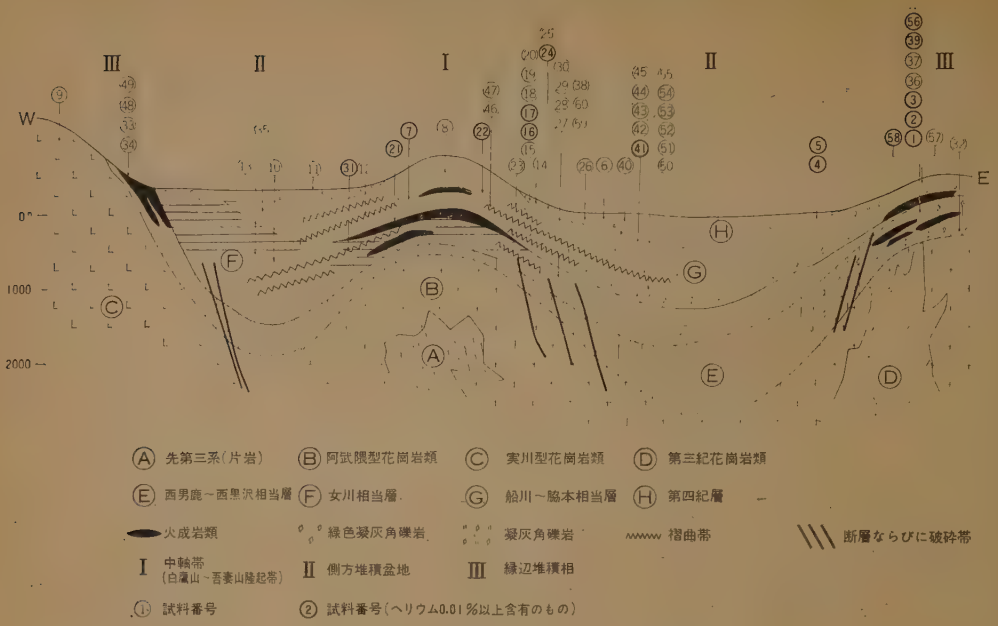
ガ ス 系 名	試料数	ヘリウム平均含有 (%)
N_2 系ガス	15	0.050
N_2—CH_4 系ガス	16	0.012
CH_4 系ガス	14	0.006
CO_2—CH_4 系ガス	1	0.003
CO_2 系ガス	6	0.000—0.001

第 2 図　新庄・山形・置賜各盆地周辺地質図

この結果から，N_2 系ガス⟶N_2—CH_4 系ガス⟶CH_4 系ガス⟶CO_2—CH_4 系ガス⟶CO_2 系ガスの順にヘリウム含有量は少なくなり，CO_2 系ガスでは 0.001 %以下でほとんど認められない。（第 1 図の系別区画の右廻りの順）

地球上のヘリウムは，ウラン，トリウムの崩壊によつて生成されると考えられているので，新しい時代（第三紀以降）の CH_4 系天然ガスとはその生成の場を異にしている。すなわち第三紀層中のウラン，トリウムから崩壊によつて生成されるヘリウム量は，杉崎隆一ら(1963)によるときわめて微量であつて問題になる量ではない。ヘリウムの存在が認められる場合には，ウラン，トリウムの含有量の比較的多い，しかも地質時代の古い花崗岩および古期岩層にその生成の場を求めなければならない。

調査地域のうちで，比較的ヘリウムの含有量の多いガ



第 3 図　模式地質断面図と坑井分布の関係

スが分布する地域は，白鷹山―吾妻山隆起帯と奥羽背梁山地西縁部である。

このことは，第 2 図および第 3 図でみるように基盤岩に阿武隈型花崗岩が分布し，しかも基盤岩が浅所に存在するところに多い。これらの地域は，また断層，火山砕石岩の発達する所であつて，これらの地質条件はヘリウムを含むガスが基盤岩から上位のガス貯留層あるいは地表に逸出しやすいことが考えられる。

基盤岩から逸出するヘリウムを含むガスは，主としてヘリウム，アルゴンを含有する N_2 系ガスと考えられる。したがつて窒素ヘリウム比（N_2/He）から，基盤岩からどのような濃度のヘリウム含有量をもつたガスが逸出してきたかを巨視的に知ることができる。（実際には大気の混入および有機物の分解による窒素があり，とくに CH_4 系ガスではこの割合が大きいと考えられる。）

各天然ガスの N_2/He 比は，曲川の露頭ガス（第 1 表測点番号 41）が 177，中山町の天然ガス（第 1 表測点番号 24）が 393，楯岡の天然ガス（第 1 表測点番号 4 ）が490であつて，これらのガスはすべて CH_4 系ガスで，ヘリウムの含有量の多い N_2 系ガスの N_2/He 比は 761以上の値である。このことは N_2 系よりも CH_4 系ガスの方が基盤岩から高濃度のヘリウムを含むガスが逸出したことになる。この問題は後述の結果の考察の項で検討を行なう。またこの問題は，ヘリウムの調査研究のうえに重要なことであると同時に，この解明にはヘリウムの立体的分布を調べる必要がある。

本調査に協力された山形県商工労働部鉱業課および衛生部薬務課の関係者，とくに調査に参加協力された玉ノ井正俊技師・佐藤康次郎技師，温泉調査に資料ならびに便宜をはかつていただいた東海林辰雄技師および分析室を借用させていただいた山形県鉱業研究所の方々に厚く感謝する。

2. 地　質

山形県下の置賜・山形・新庄の各堆積盆地は，いわゆる内陸盆地と呼ばれ，日本海に面した庄内盆地とは，多少異なつた地形，地質学的な要因がうかがわれる。すなわち，内陸堆積盆地の凹地帯的構造配列，火砕岩類の複雑さ，あるいは，西男鹿層群相当層～台島・西黒沢相当層の厚いこと，（部分的には 2,000m 内外）各堆積盆がほぼ現地形の底地を最大層厚部とし東西・南北に基盤面が上つていることなどである。すなわち，置賜・山形・新庄の各堆積盆はおのおの一つの単元の堆積盆地を形成している。これらの堆積盆地の単元は，E―W 15～20 km，N―S 20～30km 内外を示している。

2.1 先第三紀層（基盤岩類）

先第三紀層は，小区域に分散し朝日岳・飯豊山・吾妻山・蔵王山らの本県の代表的山地に多くの分布がみられる。箱ノ口層および相当層は調査地域南部の米沢市，小国町に小分布がみられる。岩相は，粘板岩・硬砂岩・黒雲母片岩・角閃岩等の累層で，一部では，石灰岩を介在している。本層および相当層の時代は未詳であるが古

第1表　山形県下ヘリウム資源調査地化学調査分析表

測点番号	名称	所在地	測点	坑井深度 (m)	水温 (°C)	ガス量 (m³/day)	水量 (kl/day)	pH	地下水 (mg/l) Cl⁻	HCO₃⁻	CO₃²⁻	SO₄²⁻	NH₄⁺	K⁺	Na⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	ガス組成 (vol %) He	H₂	O₂	N₂	CH₄	CO₂	N₂/He	備考
1	天童温泉	東村山郡津山町	協同組合 No. 1	144	66.7	3.5～5	247B	8.2	138	11.7	7.2	921	0.44	—	—	192	1.68	0.026	0.011	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
2	[illegible]	〃	〃 No. 2	120	67.8	〃		8.2	152	11.7	7.2	991	0.40			220	1.75	0.023	tr	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
3	[illegible]	北村山郡東根町	[illegible]	120	65.0	58	260B	7.1	398	363	0.0	165	17.50			[illegible]	2.25	[illegible]		[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
4	[illegible]	北村山郡楯岡町	[illegible]	110	21.0	2～3	50自	6.5	431	587	0.0	0.0	22.1			[illegible]	26.4	0.024	0.007	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
5	[illegible]	[illegible]	[illegible]	90	22.6	2～3	80自	6.7	365	392	0.0	0.0	16.5			39.7	16.5	0.016	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
6	[illegible]	西村山郡[illegible]	[illegible]	219	33.0	0	338B	7.0	34	343	0.0	78	3.1			[illegible]	14.4	(0.070)	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]
7	[illegible]	西村山郡[illegible]	[illegible]	180	28.0	0N～N	104B	7.0	138	97.8	0.0	15.0	0.0			3.0	3.6	0.041	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
8	[illegible]	西村山郡[illegible]	[illegible]		15.3	0.0N～0.N		8.2	1420	407	0.0	1.8				12.3	3.02	0.001	0.001	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
9	[illegible]	西村山郡西[illegible]川村	[illegible]	露頭	20.0	N		5.4	1280	2263	0.0	121	0.28	105	855	588	73.2	0.000	tr	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		[illegible]
10	[illegible]	西村山郡[illegible]	[illegible]		12.2			5.2	69.0	217	0.0	12.0				47.7	6.12	0.003	0.068	[illegible]	[illegible]				
				〃	13.9	0.N～N		7.3	6190	1390	0.0	1.1	19.0	26.0	4450	62.4	28.8	0.000	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
11	[illegible]	西村山郡[illegible]	西郷出張所	〃		0.0N												0.001	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		
12	[illegible]	西村山郡[illegible]	[illegible]の下	〃		0.0N～0.N												0.000	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
13	[illegible]	西村山郡[illegible]	川の中	〃														0.000	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		
14	[illegible]	寒河江市	末広旅館	65	31.0	2～3	268B	6.6	16	392	0.0	0.0	17.3			27.8	19.5	0.001	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]		
15	[illegible]	〃	組合共同井	152	42.2	2.9	1820B	7.2	47.2	268	0.0	1.5	0.17	7.32	98.8	12.1	6.86	0.010	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
16	〃	〃	[illegible]	55	32.8	0.N～N	356B	6.7	309	196	0.0	1.4	8.15	17.4	168	35.0	23.8	0.012	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
17	〃	〃	佐藤織維KK	180	43.3	0.N～N	1586B	7.4	437	332	0.0	7.6	0.17	10.2	352	29.8	9.29	(0.001)	(0.001)	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
18	〃	〃	[illegible]内旅館	180	40.5	0.N	325B	7.4	684	245	0.0	15.3	5.23	8.23	450	53.6	15.0	0.001	0.001	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]
19	〃	〃	八幡酒店			0.N～N		6.7	88.9	201	0.0	1.6	8.80	9.50	89.6	11.9	8.57					[illegible]	[illegible]	[illegible]	
20	〃	〃	[illegible]の湯	掘止め 404 ストレーナ 337～355 380～395	38.2	〃	221B	7.1	41.0	228	0.0	0.86	7.19	5.59	77.5	7.35	8.00	0.001	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
21	上野温泉	寒河江市白岩町	上野温泉源泉	400	37.6	1.3	41.5自	7.5	3230	127	0.0	686	1.63	49.1	1780	557	7.04	0.112	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
22	熊野鉱泉	寒河江市幸塩	熊野鉱泉源泉			0.0N	水位下げると自噴	6.7	12450	68.5	0.0	154	15.4			1540	50	0.127	0.000	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
23	[illegible]天然ガス	東村山郡山辺町	オリエントカーペット		16.6	N	0 air lift	6.6	16		0.0	0.0	18.7			49.7	21.2	0.000	0.000	28.90	[illegible]	[illegible]	[illegible]		
24	[illegible]天然ガス	東村山郡中山町	柏倉惣衛門	126		〃	—		(12800)	(231)	—	-	(34.)			(2435)	(16)	0.039	—	0.42	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
25	[illegible]天然ガス	寒河江市本楯	寒河江天然S－1号					6.6	20.5	259	0.0	0.6	7.8			19.9	14.3	0.000	0.001	0.10	22.23	[illegible]	[illegible]		
26	[illegible]天然ガス	〃	高田栄夫	-	-		-	6.5	14.4	486	0.0	0.5	55.5			39.7	29.3	0.000	0.000	0.10	9.96	[illegible]	[illegible]		
27	[illegible]温泉	山形市	飯田温泉源泉	250	44.0	1～2	260自	7.4	12.0	225	0.0	1840	0.0			75.4	6.64	0.071		0.34	98.37	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
28	上ノ山温泉	南村山郡上ノ山町	協同井	30	59.8	0.0N	390B	7.0	69.1	21.6	0.0	603	0.0			298	0.21	(0.089) 0.073	tr	(0.00) 3.78	95.62	[illegible] 0.35	[illegible]	1310	
29	[illegible]山温泉	南村山郡西郷村	源泉		62.0	0.N	286B	8.2	639	19.6	5.4	648	tr	-	-	253	0.21	0.090	0.000	0.40	99.11	0.46	[illegible]	1110	
30	赤湯温泉	東置賜郡赤湯町	組合井	385	59.5	0.N～N	520B	7.5	1380	78.3	0.0	214	0.70	16.5	740	238	0.52	0.043	0.460	0.30	97.12	1.63	[illegible]	[illegible]	
31	小野川温泉	南置賜郡[illegible]村	小野川ホテル	1～2	62.0	0.0N～0.N	地表亀裂自噴	6.8	2990	117	0.0	69.8	1.95	112	1410	454	5.33	0.039	0.000	0.15	81.37	13.01	5.42	[illegible]	
32	白布高湯温泉	南置賜郡南原村	3号井	--	59.8	0.N	1010自	6.9	12.3	106	0.0	737	0.10	5.85	64.2	279	2.23	0.001	0.002	0.11	93.91	0.80	5.18	93900	
33	[illegible]露頭ガス	〃　広河原	沢の中	露頭	26.0	N		6.0	402	978	0.0	14.4	0.03	29.5	334	174	38.2	0.000	0.000	0.65	2.65	0.21	96.49		
34	新飯豊温泉	西置賜郡南小国村	泡の湯	30	37.6	26	--	6.4	3860	1584	0.0	1769	0.12	253	2770	735	94.4	0.001	0.000	0.10	0.86	0.08	98.96	860	
35	[illegible]天然ガス	置賜郡川西町	ガス井廃坑	650	22.9	26	1.4自	7.0	54.7	298	0.0	1.5				18.1	10.8	0.000	0.000	0.15	34.19	63.39	2.27	—	
36	五十沢露頭ガス	村山市　五十沢	田の中	露頭	11.5	0.0N	-	8.3	13.7	118	21.2	7.0				0.99	0.33	0.000	0.000	0.17	53.53	45.80	0.50	—	
37	湯舟沢温泉	村山市　上生田	源泉		20.0	0.0N～0.N	-	8.4	49.5	47.7	55.7	6.8	0.18	0.43	77.4	1.43	0.05	tr	0.016	0.06	19.20	80.65	0.08		
38	山ノ内露頭ガス	村山市　山ノ内	下小屋	露頭	14.7	0.0N	—	9.2	299	66.5	62.5	-	--	—	—	1.59	0.70	0.001	0.001	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
39	寺内の露頭ガス	尾花沢市　寺内	溜池	〃	—	0.0N～0.N	溜り水	-	-	-	—	—	—	—	—		.	0.016	0.000	0.02	49.94	[illegible]	[illegible]	[illegible]	
40	観音寺の露頭ガス	最上郡　鮭川村	沢の中	〃	-	〃	—	—	--	—	—	—	—	—			-	0.000	0.000	32.29	65.08	0.55	[illegible]		
41	[illegible]の露頭ガス	〃	田の中	〃		0.N～N	-	—	—	--	—	--	—			—	--	0.013	0.060	0.38	2.30	84.74	12.51	177	
42	羽根沢温泉	〃	源泉	572	47.0	500～1000	376	8.3	885	1605	92.6	6.6	5.75	4.44	1240	3.97	2.26	0.001	0.008	0.11	1.91	96.35	1.63	1910	
43	羽根沢温泉露頭ガス	〃	温泉裏の露頭	露頭	--	0.N～N	-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-	0.001	0.001	0.31	2.90	95.82	0.97	2900	
44	田ノ沢露頭ガス	〃	田の中	〃	—	〃	-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	tr	1.21	5.14	92.33	1.32	5140	
45	新庄温泉露頭ガス	最上郡　大蔵村	田の中，沢の中	〃	-	N	-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	tr	0.36	1.99	96.60	1.05	1990	
46	南山の天然ガス	最上郡　南山村	塩山腹	〃	—	〃	溜り水	6.7	4030	5694	0.0	11.8	0.17	25.9	4620	63.6	26.6	0.003	0.002	2.24	9.55	54.39	33.82	3190	
47	南山の塩鉱泉	最上郡　〃	山の下の沼	〃	—	〃	—	—	947	722	---	200	—	—	—	—	-	0.000	0.000	0.06	0.56	1.77	97.61		
48	肘折温泉 (1)	最上郡　大蔵村	六助源泉	20.0	57.6	0.N～N	54.4自	6.5	1160	1080	0.0	235	0.60	74.5	1040	100	31.1	tr	tr	0.13	5.40	0.51	93.96		
49	〃　(2)	最上郡　〃	大友源泉	22.3	70.6	〃	36.4自	7.8	2020	2524	0.0	1.2	(9.0)		-	10.7	2.40	0.000	0.001	0.20	1.00	0.05	98.75		
50	野口の天然ガス	最上郡　[illegible]村	野口石油廃坑	1101.6	41.8	〃	油											0.001	tr	0.10	0.86	96.03	3.01	860	( )[illegible]
51	下松坂天然ガス	〃	田の中	露頭	--	〃	–	6.0	16.7	68.5	0.0	--	--	--	--	4.17	6.95	0.001	tr	0.71	2.17	95.87	1.25	2170	
52	堀ノ内油田	最上郡　舟形町	集合ガス	400	—	集合	–	7.4	8050	794	0.0	1.6	0.30	39.1	5290	127	16.6	0.002	tr	0.02	1.83	92.74	5.41	915	
53	真室川の天然ガス	最上郡真室川町	荒所	50	23.9	6.3	34.5	8.2	4470	64.6	17.3	2.1	2.30	21.6	2580	282	10.5	0.003	0.000	0.13	11.23	88.20	0.44	3740	
54	〃	〃	広蔵	露頭	10.5	0.N～N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	0.019	0.02	2.89	96.31	0.77	2890	
55	〃	〃	矢地	300以上	-	? 間欠的	0	—	—	-	--		—	-	—	—	—	—	—	7.38	31.75	59.81	1.06		
56	瀬見温泉	最上郡西小国村	源泉（共同浴）	岩の亀裂	65.0	0.0N	49.2	7.6	573	77.3	0.0	650	0.17	23.9	506	155	0.68	0.021	0.000	0.81	91.20	7.54	0.43	4450	
57	赤倉温泉	最上郡東小国村	たからの湯	215	72.5	0.0N～0.N	38.9	8.2	47.8	103	3.4	615	0.42	4.45	192	134	1.05	0.001	0.001	1.81	95.84	0.94	1.41	95840	
58	銀山温泉	北村山郡玉野村	能登源泉	岩の亀裂	65.3	0.03		6.8	986	240	0.0	339	1.33	59.2	747	79.5	3.30	0.020	tr	0.07	84.44	7.42	8.05	4220	
59	山辺帝石試掘井	東村山郡山辺町	ガス井	315	--	—	-	-	.	—	-	--	—			—		0.043		0.36	41.49	57.81	0.30	964	
																		(0.042)	(0.029)	(0.00)	(53.76)	(44.40)	(2.07)	(1280)	( ) 空気補正値
60	〃	〃	〃	363														0.026	0.018	5.49	65.76	27.43	1.28		

* 自：自噴、B：[illegible]　　分析：[illegible]

生層～ジュラ系に相当するものと考えられる。また本層および相当層は，後述する時代の異なつた花崗岩類の貫入あるいは迸入をうけている。一部ではホルンフェルスがみられる。

2.1.1 阿武隈型花崗岩類

主として本調査地域東方山地すなわち背梁山地ならびに吉野鉱山付近に露出するものを従来から阿武隈とほぼ同時代の花崗岩類とし，後述する実川型のものと区別して扱われている。

岩相は，中粒～粗粒であつて実川型花崗岩類に比較してかなり風化が進んでいる。また本岩は優白岩類の小岩脈の貫入がまんべんなくみられる。また一部では，シストシティーが発達しており，その方向は，ほぼ東西を示し，南へ60～80°の傾斜がみられる。

2.1.2 実川型花崗岩類

本調査地域西方山地すなわち朝日岳・飯豊（いいで）山塊を中心として比較的広く分布している。岩相は，中粒～細粒を示す花崗閃緑岩が大部分でゼノリスが多くみられる。また一部では，石英粗面岩・石英斑岩の貫入をうけ，これらの岩体の一部では花崗岩状を呈する所もある。したがつて場所によつては，新第三紀層中に迸入する花崗岩類岩体の小分布が予想される。

2.2 新第三紀層

新第三紀層は，前述した基盤岩類を不整合関係に覆い，調査地域に広く分布している。これらの新第三紀層には，各堆積盆地ごとに種々の地層名がつけられ様相も異なつている。しかし今回のような広域調査では各堆積盆地ごとに各地層の詳細な説明を必要としないので，普通一般に油田地向斜内の地層名の男鹿半島標準層序名を踏襲し，その相当層として扱うことにする。

2.2.1 西男鹿層群相当層

本調査地域ではもつとも下位の堆積層で，及位（のぞき）層・北小国層・八谷層・竜ケ岳層・不動沢層・虻池流紋岩などがこれに相当する。

これらの各地層は，各堆積盆地周辺部に分布するが，とくに北部の及位地域ならびに北小国～南小国の南部地域に多くみられる。岩相は，各分布地域ごとに異なるが共通のものとしては，変朽安山岩・同質凝灰角礫岩が発達し，多くの場合火砕岩層を主とする。しかし本相当層の厚く発達する地域では，砂岩・礫岩・泥岩などの互層がよく発達しており，もつとも厚い所では1,000m内外を示している。また一部では前述した変朽安山岩・同質凝灰角礫岩～流紋岩のみによつて代表される地域もある。

2.2.2 台島～西黒沢相当層

本調査地域では，台島相当層と西黒沢相当層との境が明確でないので一括した。

金山層・青沢層・銀山層・大井沢層・小国層・明沢橋層・眼鏡橋層などがこれに相当する。

岩相は，安山岩質緑色凝灰岩・同質角礫凝灰岩・流紋岩・安山岩・玄武岩・砂岩・泥岩から構成されている。これらの岩相は，分布地域によつてかなり異なるが，全般的にみて，本調査地域東方すなわち背梁山地において火砕岩相が優勢で，西部～南部では，それに比較して火砕岩相が少なく，むしろ浅海性堆積相を示している。本相当層は，多くの場合植物化石・動物化石を産する。また本相当層と下位層との関係は，不整合関係を示す場合が多い。

2.2.3 女川相当層

草薙層・水沢層・間瀬層・沼沢層の一部などが大きな単位で女川相当層である。

岩相は，いわゆる硬質頁岩で代表され，薄層理面が顕著に発達している。全般として石灰団塊・集塊岩・斜長流紋岩・同質凝灰岩・安山岩などの薄層を介在する。本相当層は，各堆積盆地を通じて岩相は一様で，前述の台島～西黒沢相当層と異なり，各堆積盆地および地域的な岩相の差異は著しくない。しかし調査地域西方で泥岩が厚く発達するのに比較して東方では火砕岩類が厚く発達している。本相は，油田地向斜内堆積相のなかではもつとも深い様相を示していることは，従来から常に認められているが本調査地各盆地を通じてもほぼ同一の結果が得られている。

2.2.4 船川相当層

古口層・問沢層・湯小屋層などが本層に相当する地層である。

岩相は，各堆積盆地によつて異なり，新庄堆積盆地では黒色泥岩と呼ばれる無層理塊状の暗灰色～灰色の泥岩を主体とする。山形堆積盆地東部では，凝灰質砂岩～凝灰質泥岩を主体とし，西部では，凝灰質泥岩を主体とし一部に暗灰色のいわゆる黒色泥岩の薄層を介在している。また置賜盆地西部では，下位の女川相当層とほぼ同様な，いわゆる硬質頁岩状を呈し，東方背梁山地では，本層に相当するものが淡緑色凝灰角礫岩となつている。また一方本層相当層と下位の女川相当層との境には，輝石安山岩・同質集塊岩～同質凝灰角礫岩が発達し，秋田標準層序の下部七座凝灰岩に相当するものと考えられる。この輝石安山岩および同質集塊岩の輝石は，あまり変質を受けておらず，下位の安山岩とはかなり明白に区別される。上述のように本層相当層は，小単位で岩相変化が著しく，かつ層厚の変化も著しいことは女川末期にみられる造構造運動の一端を示しているものであり，か

つ下部七座凝灰岩に相当する時階の火山運動とも結びつくものと考えられる。

2.2.5 北浦相当層

野口層・中渡層・橋上層・万沢層・大谷層・宇津峠層・高峯層などが本層相当層である。

岩相は，各堆積盆地とも大きな単元で2つに分けられる。下半部は泥岩と凝灰質砂岩の互層を呈し，上半部は，灰色シルト岩～砂質泥岩からなつている。本相当層上部には，白色凝灰岩の薄層を挟むことが特色で各堆積盆地単位で良い鍵層となつている。また本層の上部には場所により亜炭層を介在する。全層を通じ下部に多数の貝化石を産し，浅近海性～陸成の堆積相を示す。本相当層は全般的にみて前述した船川相当層に比較して岩相は均一性を示し，かつ火砕岩の発達も少ない。

2.2.6 脇本相当層

鮭川層・八向層・本合海層・柴倉山層・稲沢山層・左沢層・中山層・平の子層・中ノ原層などが本相当層である。

岩相は，油田地向斜の末期的な堆積相を示し，各堆積盆地によりかなり岩相が異なり，一部では不整合関係を示す。主として礫岩・粗粒砂岩を示し亜炭層を介在する。大局的にみて新庄堆積盆地・置賜堆積盆地に厚く，しかも部分的に泥岩を挟む。比較的薄い山形堆積盆地では，礫岩～砂岩を示す。また本相当層は同一堆積盆地内の岩相の変化が著しく，一部では海性の化石を産し，同一の層準と考えられる別な場所では植物化石を多く産する。

2.3 第四紀層

本調査地域の比較的低地には，層厚20～500m内外の河成～湖沼性堆積層が発達している。岩相は，礫・砂・粘土から構成され一部では草炭を介在する。

3. 調 査 結 果

3.1 調 査 法

ヘリウムは概論で述べたように基盤岩から逸出したガスであると考えられるので，調査の対象は，基盤岩と直接・間接に関係のある温泉ガス・鉱泉ガスと，基盤岩から逸出したガスが混合賦存されていると考えられる第三紀の CH_4 系天然ガスに重点を置いた。

調査法は，上記のガスの産出する地域に対する鉱床調査と地化学調査の併用である。すなわち鉱床調査では，調査地点の地質，産出ガスと基盤岩との関係，産出ガスとガス鉱床との関係，ガス鉱床の規模について調査を行なつた。地化学調査では，測点におけるガスと地下水の産状・産量および組成を調べ，ヘリウムの分布とヘリウムの産出機構を地球化学的に調べた。

本調査はとくに現地実験室にガスクロマトグラフ2台を設置し，採取したガスのヘリウム・水素・酸素・窒素・メタン・炭酸ガスを現地分析し，調査地域の選定および異常値の確認などに役立てた。地下水については，ガス鉱床の生成条件を考える場合に重要な資料となるので，実験室において主要成分を分析した。(第1表)また異常値の解明のため一部のガスについて窒素アルゴン比(N_2/Ar)を質量分析計によつて分析を行なつた。(第2表)

第2表 山形県下の天然ガス(主として N_2 系ガス)中の窒素アルゴン比(N_2/Ar)および窒素酸素比(N_2/O_2)

番号	採取場所	N_2/Ar	N_2/O_2	He (vol.%)
17	寒河江温泉(佐藤)	74.8	432	0.012
21	上野温泉	170.	208	0.112
30	赤湯温泉	87.2	22.4	0.043
31	小野川温泉	108.	757	0.039
32	白布高湯温泉3号井	62.8	154	0.001
57	赤倉温泉	64.4	316	0.001

* 分析時に空気混入の恐れあり(参考値) 分析：柴田賢・後藤吉之

調査試料のうち，山形盆地縁辺の試料の大部分は昭和38年3月牧真一が予察調査を行なつた際採取したもので，その他は昭和38年11月の本調査で採取したものである。(分析表測点番号 59，60 の試料は帝国石油株式会社採取試料)

調査の分担は下記のとおりである。

報告書作製と総括	牧 真一
地質調査	矢崎 清貫
鉱床調査	矢崎 清貫
地化学調査	牧 真一
〃	比留川 貴
〃	米谷 宏
ガス分析	米谷 宏
地下水分析	比留川 貴
〃	牧 真一
質量分析	柴田 賢
〃	後藤 吉之

3.2 試料採取測点の地質と分布

各試料採取測点の位置を第4図に示した。測点分布は山形県内陸盆地のほぼ全地域にわたつている。測点数は60で，これらの測点の各盆地別分布は，新庄盆地西方の油田地帯のもの23測点，山形盆地の白鷹山一吾妻山隆起

第 4 図　測 点 位 置 図（数字は測点番号第 1 表に対応）

帯に属するもの31測点，置賜盆地縁辺部の下位層のもの6測点である。

これらの測点の地質は，現地調査と半沢正四郎ら（1958）の調査報告を参考資料とした。測点ごとの地質の概要を第3表に示した。

また各試料採取測点の層位別測点数を示すとつぎのと

第3表 測点の地質概要

番号	名称	地質概要
1, 2	天童温泉	台島～西黒沢～女川相当層，流紋岩～新期安山岩類が緑色凝灰角礫岩へ貫入する。温泉はこれらの活動によるものと考えられている。
3	東根温泉	台島～西黒沢～女川相当層，天童温泉と同じ，温泉はガスを多く伴つて湧出し，温泉ガス田中間地帯。
4	楯岡天然ガス	第四紀～第三紀上部。
5	村山の天然ガス	第四紀近くに第三紀の露頭がありガスは第三紀のものと考えられている。
6	河北の温泉	第四紀～第三紀上部。
7	左沢温泉	北浦相当層上部，温泉は下部の火山活動に原因していると予想される。
8	岡部落露頭ガス	北浦～船川相当層，背斜構造と断層による。
9	朝日鉱泉	実川型花崗岩類の中の割目から湧出す。
10	石須部背斜のガス	女川相当層，石須部背斜構造地帯。
11	朝日町溜池	不明，周辺部北浦相当層，ガスは沼気ガスのおそれあり。
12	粧坂露頭ガス	北浦～船川相当層。
13	石倉背斜ガス	女川相当層の石倉背斜軸部，寒河江川の川底からのガス。
14	寒河江の天然ガス	第四紀のガス。
15～20	寒河江温泉	組合の温泉第四紀～脇本相当層，菊の屋第四紀，佐藤繊維KK，脇本相当層，伝内温泉第四紀～脇本相当層，八幡酒店第四紀層，沢の湯脇本層，これらの温泉は下部に安山岩の貫入ならびに断層破砕帯が予想され，これらの活動による。
21	上野温泉	船川～女川相当層，温泉は寒河江温泉と同様に下部の火山活動が原因と思われる。
22	熊野鉱泉	船川～女川相当層，下部に断層破砕帯が予想される。
23	山辺町の天然ガス	第四紀～第三紀上部。
24	中山町の天然ガス	第四紀～船川相当層。
25, 26	本楯の天然ガス	第四紀層。
27	成沢温泉	女川～台島～西黒沢相当層，緑色凝灰角礫岩の中に貫入する安山岩。
28	上ノ山温泉	女川相当層，泥岩，凝灰岩の中に石英粗面岩が貫入する。
29	葉山温泉	上ノ山温泉に同じ。
30	赤湯温泉	女川～船川相当層，凝灰岩および石英粗面岩，近年地下水導入による湯量の増加を行なつている。
31	小野川温泉	女川相当層，泥岩中に安山岩が貫入。
32	白布高湯温泉	西男鹿相当層と阿武隈型花崗岩類の断層に伴う吾妻火山岩類，温泉は第四紀の火山活動によるとされている。
33	湯ノ沢露頭ガス	西男鹿相当層，ガスは CO_2 系ガス。
34	新飯豊温泉	西男鹿相当層，泉源は石英粗面岩から湧出，ガスは CO_2 系ガス。
35	犬川の天然ガス	脇本相当層，深度600mの試掘井跡，ガス，地下水とも途中から流出しているおそれあり。
36	五十沢露頭ガス	女川～台島～西黒沢相当層，五十沢背斜構造地帯。
37	湯舟沢温泉	女川相当層，桃色の湯花(マンガン化合物)あり，泉温20°Cで実際は鉱泉。

番　号	名　　称	地　　質　　概　　要
38	山ノ内露頭ガス	女川～船川相当層，富並背斜構造地帯の背部。
39	寺内の露頭ガス	女川相当層。
40	観音寺の露頭ガス	第四紀～脇本相当層，曲川背斜構造地帯。
41	曲川の露頭ガス	北浦相当層，曲川背斜構造地帯，断層あり。
42	羽根沢温泉	北浦相当層，下部に羽根沢背斜あり，石油試掘井で深度 648m，CH_4 系ガス間欠的に噴出す。ガス量は 500～1000m^3/day。
43	羽根沢温泉裏露頭ガス	羽根沢温泉に同じ。
44	田の沢露頭ガス	船川～北浦相当層，背斜構造地帯，ガスは CH_4 系ガス。
45	新庄温泉露頭ガス	船川相当層，蔵岡背斜構造地帯ガスは CH_4 系ガス。
46	南山の天然ガス	船川～北浦相当層，石英安山岩・火砕岩類。 ガスは CO_2—CH_4 系ガスで山腹の亜炭層からでている。
47	南山の塩鉱泉	地質は 46，南山の天然ガスと同じ，山麓の溜水から気泡としてでる。ガスはCO_2 系ガス。
48，49	肘折温泉	女川～西黒沢相当層，石英安山岩質火砕岩類，ガスは CO_2 系ガス。
50	野口の天然ガス	船川～女川相当層，野口背斜構造地帯で石油廃坑，深度 1101.6m。
51	下松坂天然ガス	船川相当層，野口背斜構造地帯，野口—上松坂—下松坂一連のガス徴。
52	堀ノ内油田	船川相当層，富並背斜構造地帯，内陸油田，ガス試料は集合ガス。
53	真室川の天然ガス（荒所）	北浦相当層，深度 150m の坑井から採取。
54	〃　（広蔵）	北浦相当層。
55	〃　（矢地）	北浦相当層，深度 310m 大沢背斜の軸付近現在，ガスと地下水は 1 日おきに自噴。
56	瀬見温泉	台島～西黒沢～西男鹿相当層，変朽安山岩・石英粗面岩。
57	赤倉温泉	台島～西黒沢～西男鹿相当層，上部は緑色凝灰岩と黒色硬質頁岩，下部は斜長石石英粗面岩。
58	銀山温泉	台島～西黒沢相当層，緑色凝灰角礫岩と石英粗面岩。
59，60	山辺帝石試掘井	女川相当層。

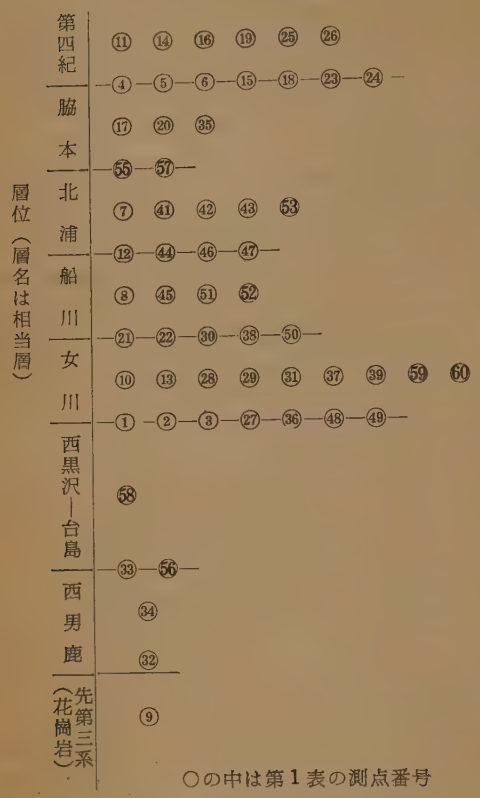
おりとなる。

第四紀層	6 測点
第四紀～脇本相当層	8 測点
脇本相当層	3 測点
脇本～北浦相当層	2 測点
北浦相当層	6 測点
北浦～船川相当層	4 測点
船川相当層	4 測点
船川～女川相当層	5 測点
女川相当層	9 測点
女川～西黒沢～台島相当層	7 測点
西黒沢～台島相当層	1 測点
西黒沢～台島～西男鹿相当層	2 測点
西男鹿相当層	2 測点
先第三系（花崗岩）	1 測点

3.3　採取地下水およびガス

山形県の温泉は，山形県厚生部（1956）の「山形県の温泉」によると，奥羽山脈に属するもの，出羽丘陵に属するものおよび越後山脈に属するものなどに分けられている。今回の調査地域内の高温度の温泉は，主として奥羽山脈に属するものが多い。これらの温泉は，新第三系の下部累層に火砕岩の発達する所および同岩類の貫入あるいは迸入した所に多い。このほか潜在火成作用による高温地帯で大部分が化石海水で一部循環水が混入し湧出すると考える温泉がある。（羽根沢温泉・寒河江温泉の一部）高温度の温泉は，岩漿水に化石水・循環水の混入し

第4表　調査坑井と層位との関係



○の中は第1表の測点番号

たもの，鉱泉は化石水と循環水が大部分であると報告されている。

CH_4 系の天然ガスを伴う化石水は特種のものを除きガス付随水であると著者らは考える。

調査したガス試料のうち，温泉ガス・鉱泉ガスは，前述の温泉・鉱泉ともに湧出するガスで，温泉・鉱泉と同様に後火山作用によつて生成された N_2 系および CO_2 系ガスである。またこの温泉・鉱泉の各ガスに CH_4 系ガスの混入湧出するガスがある。（東根・左沢・寒河江・小野川の各温泉ガスおよび南山の塩鉱泉ガス）また羽根沢温泉のように泉温 47°C で，CH_4 系ガス（CH_4 96.35%）を間欠的に1日500～1,000 m^3 と大量に噴出している温泉がある。この温泉水は前述の高温地帯の化石水で，ガス付随水的水質を示す。

調査したガス徴ガスの大部分は，CH_4 系ガスと N_2 -CH_4 系ガスで，新庄盆地および山形盆地西部の背斜構造地帯に分布し，そのガスを胚胎する地層は中新世の女川相当層から脇本相当層におよんでいる。これらの CH_4 系ガスは，地層中の有機物の分解によつて生成されたもので，前述の温泉・鉱泉各ガスの N_2 系および CO_2 系ガスとその成因を異にしている。

3.3.1 地下水

調査した地下水の分析値を第1表に示した。これらの地下水は次のように大別される。

1）温泉水，2）鉱泉水，3）ガス付随水，4）温泉水プラスガス付随水

1） 温泉水

この水の pH は 6.0～8.2 とやや酸性からややアルカリ性にまたがつている。Cl^- は 12～3860 mg/l と大きく差異があるが，HCO_3^-（メチルオレンヂ・アルカリ度）は CO_2 系の温泉水・鉱泉水を除けば比較的少ない。SO_4^{2-} は 214～1840 mg/l と多く，また Ca^{2+} は多く，Mg^{2+} は少ない。したがつて Ca^{2+}/Mg^{2+} 比は 8.5～1420 と大きな値となつている。

温泉水・鉱泉水および狭義の地下水の SO_4^{2-} と Ca^{2+}/Mg^{2+} 比の関係を第5図に一括図示する。図で明らかなように温泉水は SO_4^{2-} が多く，Ca^{2+}/Mg^{2+} 比が大で，鉱泉水は温泉水に比較して SO_4^{2-} 少なく Ca^{2+}/Mg^{2+} 比も小さい。ガス付随水の SO_4^{2-} はほとんどなく，Ca^{2+}/Mg^{2+} 比も小さい。またこの図によると，小野川—赤湯—葉山・上ノ山の一連の温泉水は，他の温泉水・鉱泉水とは別の傾向が認められ，水質からこれらの温泉はある関連があるものと考えられる。

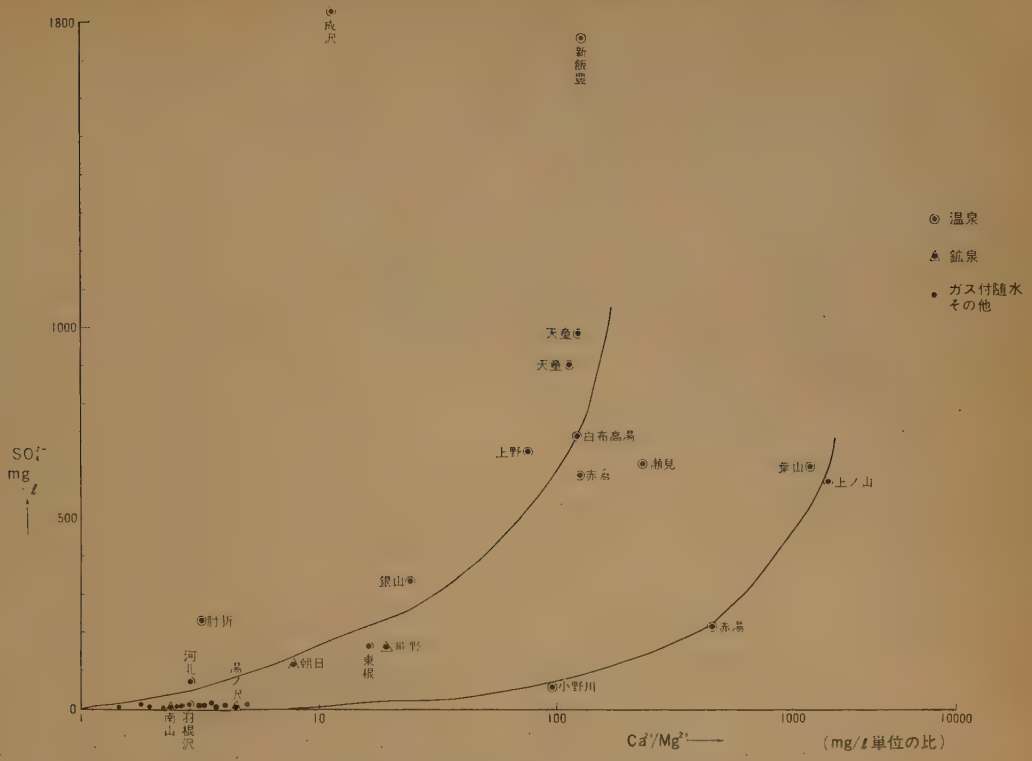
2） 鉱泉水

調査地域内で扱つた，先第三紀花崗岩の亀裂から湧出する。唯一の鉱泉水は，朝日鉱泉（測点番号9）のものであるが，これは水質的に2つに大別できる。1つは温泉水的な水質を示し，他は pH 以外の性質が地表水に近い水質のものである。

湯の沢・南山の塩の各鉱泉水は前述の朝日鉱泉の温泉的性質に近い水質を示す。一方熊野鉱泉水は Cl^- 12,450 mg/l，Ca^{2+} 1,540 mg/l，NH_4^+ 15.4 mg/l，Mg^{2+} 850 mg/l，Ca^{2+}/Mg^{2+} 比 1.8 で化石海水的水質である。ただしこのうちの NH_4^+ は2次的汚染（溜り水）に原因する。また SO_4^{2-} は154mg/l で全般的にこの水は還元性不充分で，ガス付随水とは考えられない。これらのことからこの鉱泉水はやや還元環境にあつた化石海水と考える。

3） ガス付随水

第四紀層から産するガス付随水は，Cl^- 少なく，HCO_3^-・NH_4^+ は多いが，SO_4^{2-} はない。第三紀層からのガス付随水は，Cl^-・HCO_3^-・NH_4^+ が多く，SO_4^{2-} は少なく，本邦各地域の一般のガス付随水の水質とほぼ同様である。ガス質から第三紀層ガスと考えられるガスの付随水で Cl^- が少ないものは，ガスと地下水とが成因的に別々のものか，あるいは地表水がガス鉱床に浸入し破壊した場所にあつた地下水と考えられる。



第 5 図　地下水中の SO_4^{2-} と Ca^{2+}/Mg^{2+} の関係

4)　温泉水プラスガス付随水

この項の地下水は，温泉水とガス付随水とが混合したと考えられるもので，例えば東根温泉・寒河江温泉の一部などである。水質は HCO_3^-，NH_4^+ が比較的多く，SO_4^{2-} は比較的少なく，Ca^{2+}/Mg^{2+} 比も小さい。（第5図参照）

以上の各種地下水を要約すると下記のようになる。

地下水の種類	HCO_3^-	SO_4^{2-}	NH_4^+	Ca^{2+}/Mg^{2+}比
温泉水	少	多	少	大
鉱泉水	少	中	少	中
ガス付随水	多	極少～零	多	小
温泉水プラスガス付随水	中	小	中	中

3.3.2　ガ　ス

採取したガスの分析結果を第1表に示す。ガスの組成第1図から次の5種類に大別できる。

1) N_2 系ガス，2) CO_2 系ガス，3) CH_4 系ガス，4) N_2–CH_4 系ガス，5) CO_2–CH_4 系ガスである。注1)

1)　N_2 系ガス

この系に属するガスは，天童・上野・成沢・上ノ山・葉山・赤湯・白布高湯・瀬見・赤倉および銀山の各温泉ガスと熊野鉱泉ガスである。

温泉ガスの大部分はこの系のガスに属する。この系のガスとともに湧出する温泉水は，一般に泉温が高く（熊野鉱泉を除く）SO_4^{2-} が多く，他のガスに比較してヘリウム含有量が多い。しかし白布高湯と赤倉の各温泉ガス中にはきわめて僅かのヘリウム（0.001%）が含有されているにすぎない。この理由は後述の考察の項で検討するが，ガスは大部分が大気に由来するものと考えられる。

2)　CO_2 系ガス

この系に属するガスは，後火山作用によつて生成されたガスで新飯豊・肘折の各温泉ガスおよび朝日・湯の沢・南山の塩の各鉱泉ガスである。この系のガスはヘリウムを 0.000～0.001 % と零ないし微量に含有しているにすぎない。

3)　CH_4 系ガス

このガス系に属するものは，楯岡・村山・岡部落・石須部・粧坂・朝日町・寒河江・本楯・山辺・中山・観音寺・曲川・田ノ沢・新庄（新庄温泉）・堀ノ内・真室川の各天然ガスおよび羽根沢温泉ガスである。

注1)　25%で切つた例（本島，1950）もあるが，今回は便宜的に30%で区切つた。

第 6 図　天然ガス中のヘリウム含有量分布図 (0.01 vol.% 以上)

第 7 図　高濃度のヘリウムを含む天然ガスと基盤岩の分布図

ガスは第四系～第三系中新統にわたつて胚胎し，ガスの分布する地域は，山形盆地の北部と西部および新庄盆地と各盆地の周辺である。大部分のガス徴ガスは背斜構造地帯に存在する。

ヘリウム含有量は 0.000～0.039 % であつて，第三紀層のガスはすべて 0.001% 以上を含有している。

4) N_2—CH_4 系ガス

このガス系に属するものは，東根・左沢・寒河江の各温泉ガスと山辺帝石・犬川・五十沢・寺内の天然ガスである。この系のガスは，産状から 2 種類に分けられる。その 1 つは温泉ガスの N_2 系ガスに CH_4 系ガスの CH_4 が混合湧出するもので，このガス中には N_2 系ガスに次いでヘリウム含有量が多い。他の 1 つは，CH_4 系天然ガス鉱床のガス賦存状態の悪い，いわゆる low gas potential 地帯のガスである。このガス中にはヘリウムは 0.000 % と認められない。

5) CO_2—CH_4 系ガス

この系に属するガスは，南山のガス（測点番号46）だけである。このガスは南山の塩鉱泉（測点番号47）の位置から約 100m 登つた山腹の亜炭層からでるガスで，調査地域の中で唯一の CO_2—CH_4 系ガスである。ヘリウムは 0.003% を含有する。南山の塩鉱泉ガスの CO_2 系ガスにはヘリウムは含有されていないことから，この CO_2—CH_4 系ガスのヘリウムは，ヘリウムを含有する N_2 系ガスが亜炭層のガスに混入したと考える。またこの CO_2 ガスは，南山の塩鉱泉の CO_2 とは異なり亜炭の酸化過程で生成された可能性が充分考えられる。

4. 結果の考察

4.1 ヘリウムの分布と地質との関係

4.1.1 ヘリウムの分布と基盤岩

ヘリウム含有ガス産出地域の分布と基盤岩との関係はヘリウムの成因上重要と考えられる。第 6 図にヘリウムの分布と，第 7 図に露出基盤岩とヘリウムの分布を示した。第 7 図からヘリウムの分布する地域は露出基盤岩に囲まれた地域であつて，もつとも特徴的なことは，基盤岩が阿武隈型花崗岩類の分布する地域であることである。同じ花崗岩であるが時代的にこれよりも新しいとされている朝日岳・飯豊山周辺の実川型花崗岩を基盤岩とする地域にはヘリウムは賦存しない。また後述するようにこの実川型花崗岩の亀裂から湧出する朝日鉱泉ガスは CO_2 系ガスでヘリウムを含有していない。

4.1.2 ヘリウムの分布と火山岩類

ヘリウムの供給の問題を考える場合，火山ガスは重要な供給源の一つと考えられる。ヘリウムの分布と火山岩類の分布を第 8 図に示した。ヘリウムの分布と火山岩類との間には第 8 図でわかるように密接な関係をもつているように考えられる。すなわち左沢～寒河江～上ノ山付近は，葉山・白鷹山らの新期火山が発達し，かつ第三紀層中にも多くの火砕岩類の発達がみられ，また瀬見～東根～天童付近の盆地東縁部にも同様に多くの火砕岩類が発達している。これらの地域から産出する天然ガスはおおむね 0.01 % 以上のヘリウムを含有する。

しかし真室川～南山～肘折付近の火砕岩類の発達する地域は CO_2 系ガスが多い。一般に本邦の CO_2 系ガスにはヘリウムの含有量が少ないことはわれわれの調査ならびに野口喜三雄（1941）によつて明らかであるので，この地域のヘリウムの含有量の少ない原因は，この CO_2 系のためと思われる。

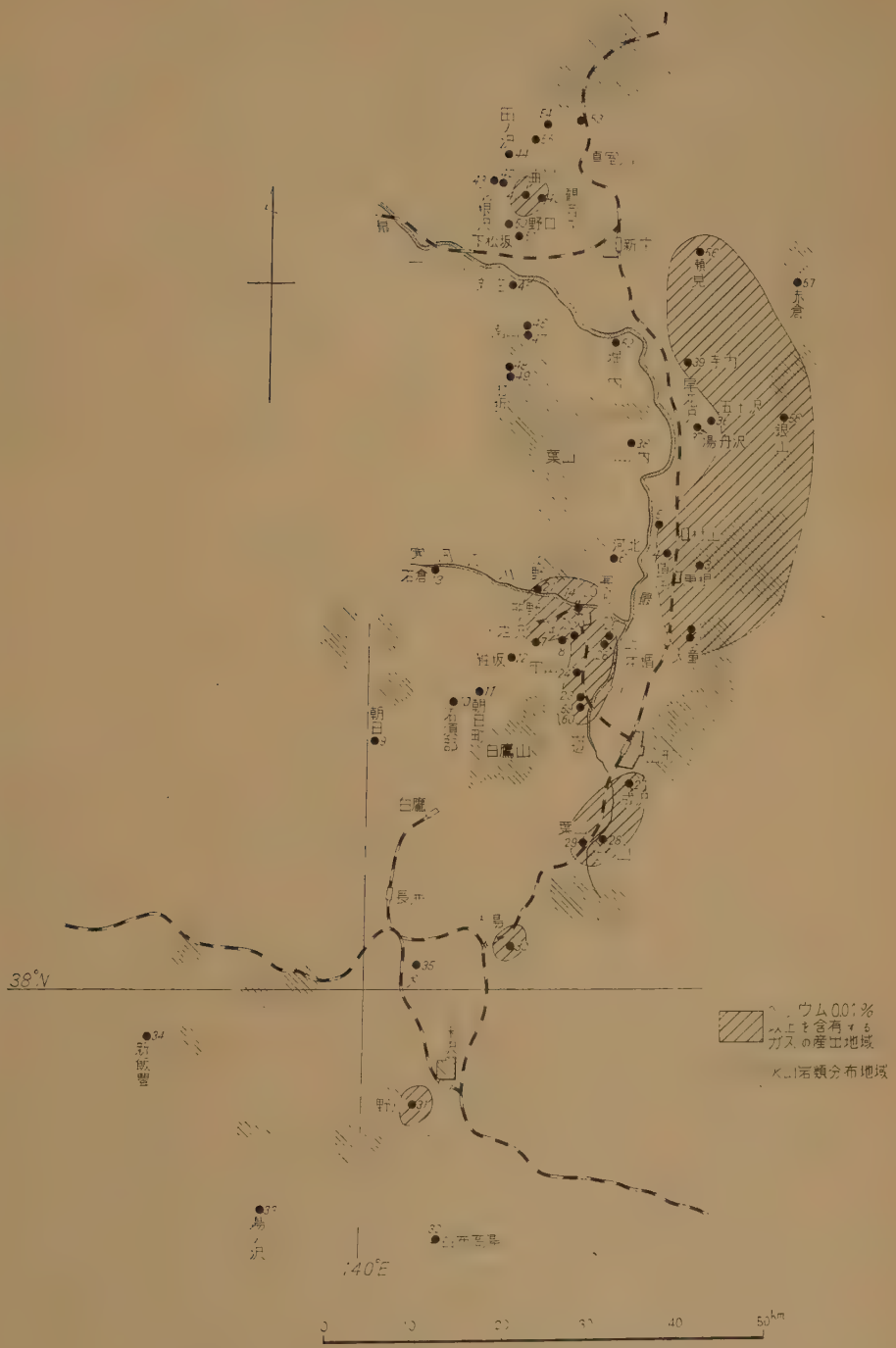
しかるにこの付近の北浦相当層から産出し CH_4 系ガスで構成される曲川露頭のガスは，ヘリウム 0.013% を含有し，その N_2/He 比は，177 で今回の調査試料中最小の値である。

以上の結果から，ヘリウムの分布と火山活動は関係があることが考えられ，火山ガスは 1 つの天然ガス中のヘリウムの供給の役をしていると考えられる。〔立山火山ガス 分析結果によるとヘリウム 0.0013 % が存在する。（安藤直行・永田松三・大塚寅雄，地質調査所未発表資料)〕

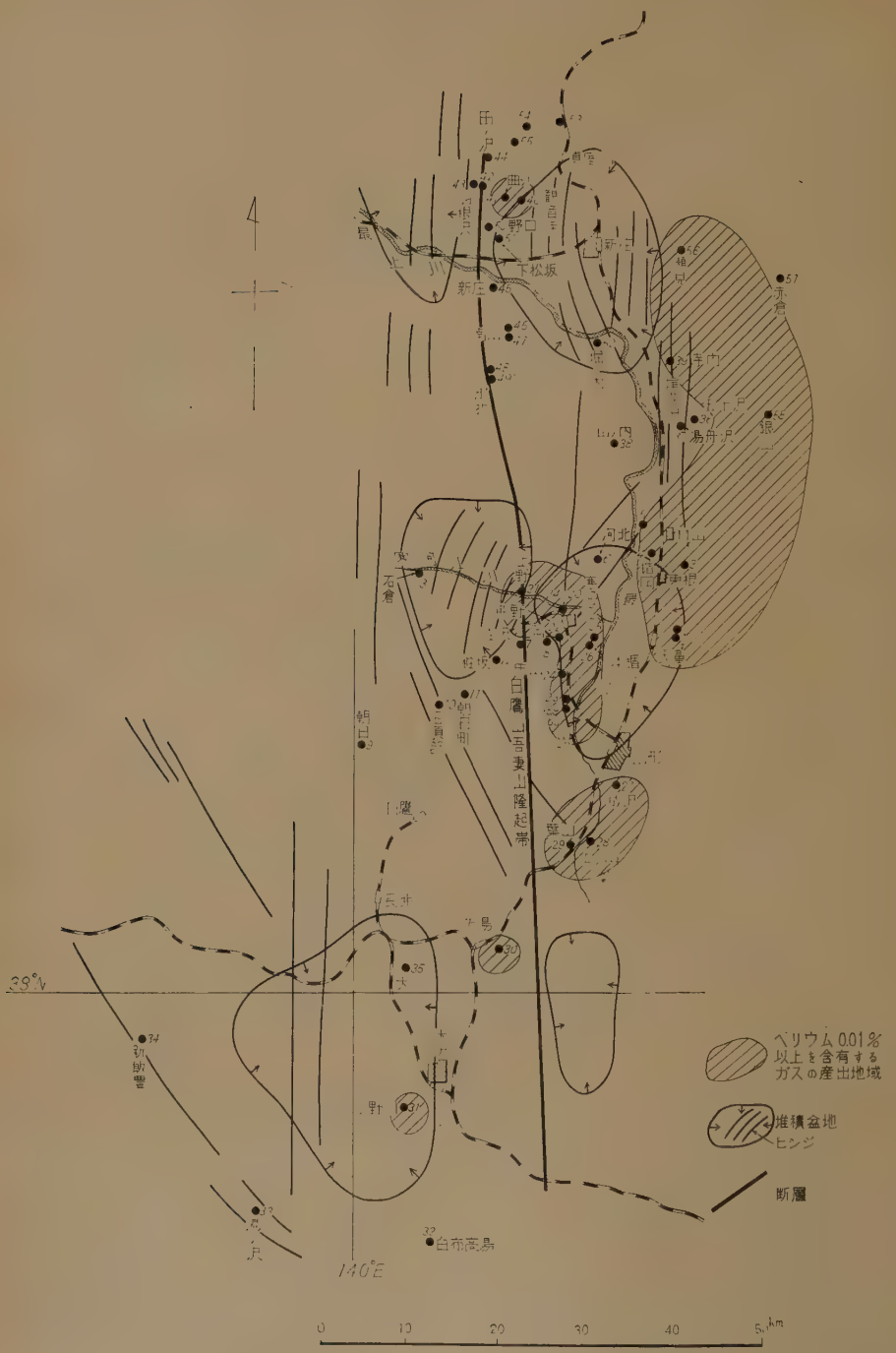
4.1.3 ヘリウムの分布と地質構造

ヘリウムの分布と地質構造との関係を第 9 図に，また模式地質断面図と坑井分布の関係を第 3 図に示す。第 9 図，第 3 図で明らかなように，各堆積盆地の中心部にはヘリウムを含有するガスはなく，堆積盆地の周辺部あるいは隆起帯（白鷹山～吾妻山隆起帯）にそつてヘリウムが多い傾向がみられる。すなわち基盤岩の比較的浅い所および縁辺堆積相を示す地域はヘリウムが多い。また各堆積盆地のヒンジ帯には比較的ヘリウムは少なく，曲川付近におけるヘリウムを多く含有する天然ガスの産状はヒンジ帯と多少関係がみられる程度である。

第 9 図によるとヘリウムの分布と断層・構造帯の間には必ずしも関係があるとはいえないが，寒河江付近では矢崎清貫・井波和夫（1965）の山形盆地の屈折法地震探査の結果によると，ほぼ南北性で落差が 1,000m 内外の断層が確認されている。寒河江～中山町～山辺町の比較的ヘリウム高濃度のガスを産出する地域はこの断層と関係あることが考えられる。またこの断層の西側と東側では，基盤岩の弾性波速度がそれぞれ 6.25 km/sec および 5.20 km/sec と異なり，東西両基盤の岩質の相違が考えられている。内陸地帯の断層は，大半が女川末期の活動



第 8 図　　高濃度のヘリウムを含有する天然ガスと火山岩類の分布図



第 9 図　高濃度のヘリウムを含有する天然ガスの分布と地質構造

によるもので，断層はそれより上位の地層を切つていないので，ガスの地表への逸散はできないと考える。以上のことから，この地域では，深部における断層・構造帯はヘリウム分布と大いに関係しているものと考えられる。

4.2　ヘリウムと窒素および窒素ヘリウム比（N_2/He）

ヘリウムはその産状から窒素と重要な関係がある。米国におけるヘリウムを含有する天然ガス中の窒素量（vol %）とヘリウム量（vol. %）は 30：1 の割合のものがもつとも多いとされている。しかし窒素の成因が明確にされていないため，その原因は解明されていない。

ガス中の窒素とヘリウムの関係からヘリウムが基盤岩からどのようなガス組成で逸出してきたかをごく概念的に知ることができる。

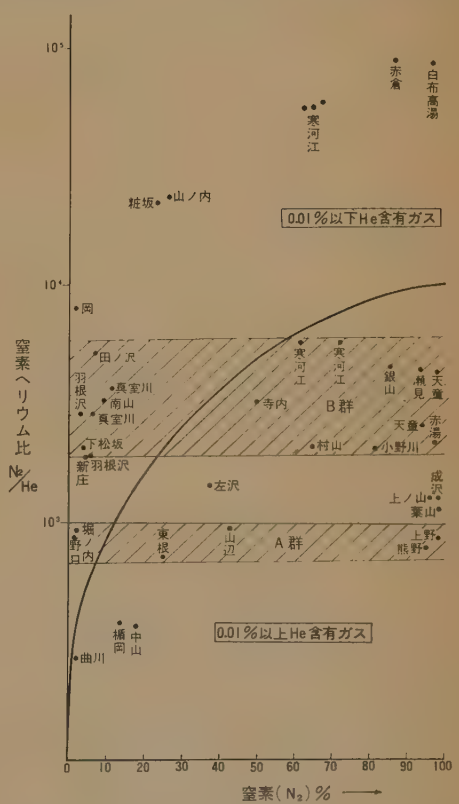
ヘリウムを含有する N_2 系ガスは，基盤岩の亀裂および変成作用を受けた所から逸出したものと思われる。ZARTMAN, R. E., WASSERBERG, G. J., and REYNOLDS, T. H. (1961) は，岩石中のアルゴン，ヘリウムの保有率について調べ，岩石からガスが逸失する場合には，変成作用がもつとも大きな原因となることを報告している。

N_2 系ガスは，その産出地域の基盤岩からのガス組成に近似した組成と考えられる。したがつてそのような産状を示す地域内に現在のヘリウム含有量以上の高濃度のヘリウムを含む天然ガスの存在を期待することはできない。しかしガス中にヘリウムが存在することは，この地域の基盤岩からヘリウムを含むガスが逸出していることを示すが，N_2/He 比の均一である地域は比較的狭いことが観測されているので，より高濃度のヘリウム含有ガスを調査する場合の重要な手がかりとなる。

今回調査した N_2 系ガスは，白布高湯および赤倉の両温泉ガスにヘリウムが 0.001% と少ないほかはヘリウム 0.02～0.127 % を含み，他の系のガスに比較してもつとも高濃度である。ヘリウム 0.1 %以上を含有するものは，上野温泉と熊野鉱泉の各ガスで，いずれも寒河江市西南部および南部に位置している。このうち，熊野鉱泉水はその水質結果から化石海水の水質を示し，ガスと鉱泉水とは成因的に別々のものであると考えられる。

この 2 つの高濃度のヘリウム産出地域の間に位置する寒河江温泉のガスは N_2—CH_4 系ガスで，N_2/He 比から 2 種類の組成のガスが基盤岩から逸出してきたと思われる。すなわち，それは N_2/He 比 6035～6180 のガスと，62390～66190 のガスで，両者の比には 10 倍の開きがあり，異種のガス組成であることが考えられる。しかし N_2/He 比 6035 の菊の屋（測点番号16）のガスは深度 55m から湧出しており，N_2/He 比 62390 の組合井（測点番号15）のガスは深度 152m から湧出していて前者より深く，このことは菊の屋の坑井と組合の坑井との間に断層が存在するか，組合のガスの窒素は大部分大気あるいは有機物の分解に由来するものと解釈しなければ理解できない。

N_2 系ガスであるにもかかわらずヘリウム 0.001 % と少ない白布高温・赤倉の各温泉ガスでは，N_2/Ar 比の分析結果は第 2 表に示すようにそれぞれ 62.8，64.4 と他のガスに比較して小さな値を得た。第 2 表中の寒河江温泉ガスの 74.8 は N_2—CH_4 系ガスで大気の溶存ガスの影響があり，赤湯温泉の 87.2 は N_2/O_2 比から 2 次的な空気の混入と思われる。この N_2/Ar 比の値は，大気の 84 と，大気が水に溶存した場合の値である34の中間である。この数値は本邦の水溶性天然ガス鉱床において得た値と同程度であることから，白布高湯・赤倉の各温泉ガスは，大部分が大気の窒素ガスに由来するものと考えられる。したがつて N_2 系ガスでありながらヘリウムをほとんど含有しない。加えて赤倉温泉では，山形県衛生部の温泉調査報告（1963）によると，泉源の湧出量が河川



第 10 図　山形県下天然ガス中の窒素ヘリウム比（N_2/He）と窒素（N_2）%との関係

水の増減に影響されると報告されていることも，含まれるガスがほとんど大気由来のガスであることを支持する資料になると考えられる。

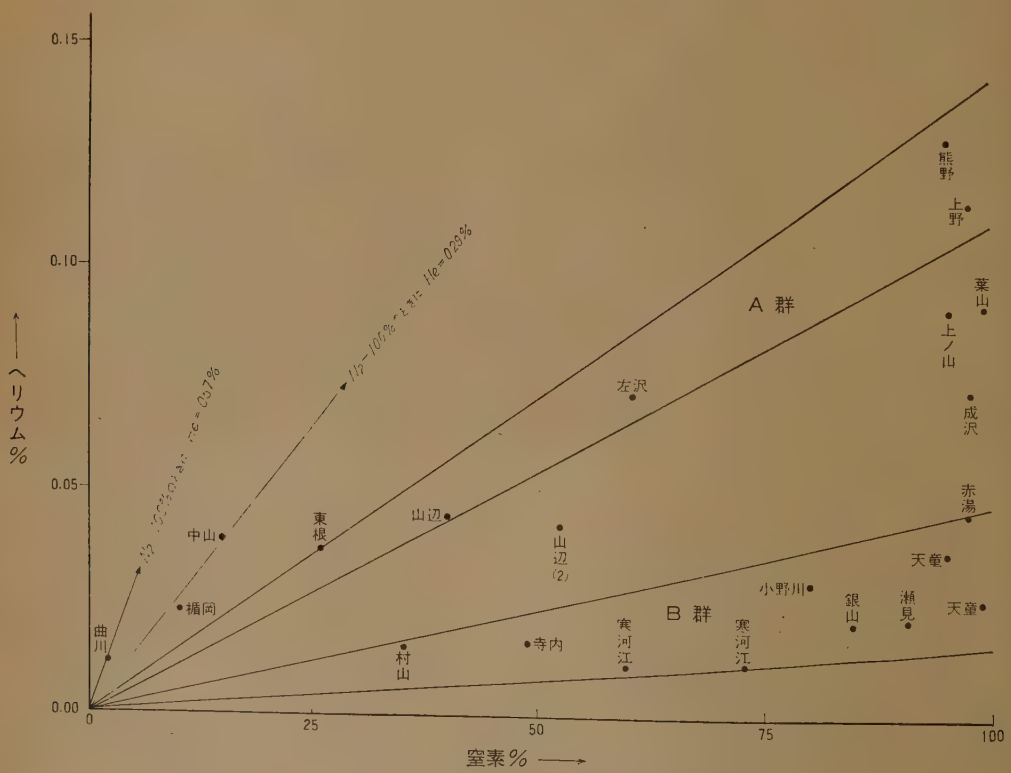
調査したガスの窒素と N_2/He 比の関係を第10図に示した。図によると N_2/He 比 1000 以下を示すガスは，N_2 系ガス，N_2—CH_4 系ガスおよび CH_4 系ガスの一部である。とくに CH_4 系ガスに小さな値を示すものがある。このことはヘリウムの調査のうえで重要なことであるのでここで検討をする。

CH_4 系ガスの窒素は，その一部あるいは大部分が大気の混入あるいは有機物の分解によつて生成されたガスと考えられる。〔牧 真一・比留川 貴 (1962) は諏訪湖天然ガス中の窒素の 20～40% が，また杉崎隆一 (1964) は水溶性天然ガスの窒素の約30%が有機物からきたと報告している。〕したがつて，基盤岩から逸出した窒素量は，実際に分析された窒素量よりも少ないはずで，基盤岩からのガスの N_2/He 比はさらに小さな値となる。

CH_4 系ガスの N_2/He 比がとくに小さな値を取る理由として考えられることは，ヘリウムが窒素に比較して，拡散しやすく，窒素より優先的にメタン鉱床に混入したこと，また CH_4 系ガスの窒素量は少ないため，窒素の微量の差が大きく N_2/He 比に影響するおそれがあることなどが考えられる。これらの疑問に対しては，ヘリウムの立体的な分布を調べなければ解明することは困難である。CH_4 系ガスの N_2/He 比を考える場合には上記のことを考慮する必要がある。

基盤岩から逸出したガスが窒素以外のガス（メタン・炭酸ガスその他）によつて希釈されたとすると，窒素量 (vol. %) とヘリウム含有量 (vol. %) を算出することができる。(第11図)

第 11 図から，CH_4 系ガスの曲川，楯岡および中山の各ガスは，それぞれ基盤岩からヘリウム 0.57 %，0.21 %，0.29 % のガスが逸出してきたことになる。(前述のヘリウムの優先混入の疑問がある。) その他の今回分析した天然ガス試料中ヘリウム 0.01 % 以上を含有するガスについては，大別して N_2 に対してヘリウムの多いA群と少ないB群の2つの群に分れ，N_2 100 % とした場合のヘリウム含有量は，A群では 0.11～0.14 %，B群では 0.02～0.05 % となる。なお N_2 系ガスではこれらの中間の値を示すものがある。したがつて，本調査地域の天然ガスは，ヘリウム 0.02～0.57 %，大部分のガスは 0.02～0.14 % を含有する N_2 系ガスが基盤岩から逸出したことになる。これらのヘリウムの濃度別分布を第12図に示した。



第 11 図　山形県下の天然ガス中のヘリウム%と窒素%との関係

第 12 図　　窒素 100% とした場合のヘリウム%別分布図（ヘリウム0.01%以上を含有する天然ガスについて）

図で明らかなように，ヘリウムの多いA群に属する地域は，新庄盆地の曲川，山形盆地北東部の東根・楯岡および盆地西部の寒河江の上野・熊野・中山・山辺の地域で，ヘリウム含有量0.05％以上のガスが供給される地域は，曲川を除けば山形盆地縁辺部および中軸帯に位置している。

4.3 ガス量とヘリウム含有量

本県下の N_2 系ガスは，温泉・鉱泉とともに湧出し，そのガス量は一般に少ない。調査した寒河江市の上野温泉，天童市の天童温泉の各温泉ガスのヘリウム含有量は，それぞれ0.112％，0.023～0.036％，測定した坑井のガス量はそれぞれ1～2 m^3/day，3～5 m^3/day である。またガス水比（G. W. R.）は，上野温泉が1：40（湧出深度400m），天童温泉が1：90（湧出深度144m）であつて，いずれも湧出深度における理論ガス水比の1/30～1/40である。このことからこれらの温泉ではガス鉱床を期待することは困難である。

N_2—CH_4 系ガスは，浅層のガスを除けば N_2 系ガスに比較してヘリウム含有量はやや少ないが，ガス量は一般に多い。東根温泉のガスは，ヘリウム0.037％，ガス量58 m^3/day，そのガス水圧は1：4.5（ガス湧出深度100～120m，水温65°C）で，このガス水比の値は湧出深度・水温から計算した理論ガス水比に等しい。したがつてガスは地下においてほぼ温泉水に飽和の状態で存在していることとなり，ガス鉱床としても調査の対象となると考える。

楯岡の天然ガスは，東根温泉の北部約4 kmに位置し，現在開発途上にあつて，調査時には2坑井から400 m^3/day のガスを産出して民家に供給していた。分析表中の楯岡天然ガスの分析値は，民家で自家用に掘削したガス井から得たものであるが，楯岡地域に相当広範囲にわたつて分布する天然ガスの組成をほぼ代表するものと考える。このガスは CH_4 系ガスで，ヘリウム0.024％を含有している。

東根温泉ガス中の CH_4 と楯岡天然ガス中のヘリウムとは，相互に移動した可能性がある。しかし東根温泉ガスの N_2/He 比747に対し楯岡天然ガスの N_2/He 比は490と水溶性 CH_4 の濃度が高いにもかかわらずヘリウムの比率が大きい。このことはヘリウムを供給したガス組成がもともと異なつていて両者のガスの間には関連がないと考えるか，前述したように，ヘリウムの拡散による結果，N_2/He 比が異なつたと考えるか，は現在の資料では不明である。この解明には，やはりヘリウムの立体的分布を調査する必要がある。

CH_4 系ガスは，他のガス系に比較して産ガス量は多いが，ヘリウム含有量は少ない。ガス量の多い羽根沢温泉ガス（500～1,000 m^3/day）では，ヘリウムは0.001％ときわめて少ない。

CH_4 系ガスのうち，露頭ガスは，大部分が背斜構造地帯に位置し，付近の地下にガス鉱床の存在が予想されるが，曲川のヘリウム0.013％を除けば，すべて0.01％以下で，N_2/He 比もきわめて大きく，ヘリウム鉱床として期待できない。

以上の結果から，調査地域のガスは，ガス量・ヘリウム含有量ともに比較的多い N_2—CH_4 系ガスがヘリウム資源調査の対象となる。

調査結果によると，調査地域では基盤岩からのヘリウムの供給は，広範囲にわたつており，そのうちで，東根～楯岡地域，寒河江～山辺地域には N_2/He 比の小さなガスが比較的多く存在していると考えられ，これらの地域はさらに詳しい調査が必要である。

5. 結　論

ヘリウム資源調査は，天然ガス中に占めるヘリウムの割合と，天然ガスの量の両面で調べる必要がある。現在企業化されている米国・カナダにおいては0.4％以上の CH_4 系（石油系ガスを含む）・N_2 系ガスからヘリウムの回収を行なつている。しかし将来の需要と回収の技術の発展を見越して，0.1％以上のヘリウムを含有する天然ガスを注目して調査が行なわれている。したがつて質の面では0.1％以上のヘリウム含有量が目標となる。量の面では，質と量が相互に関連するので一概に決められないが少なくも一地域数万 m^3/day 以上が必要と考えられる。

山形県下の N_2 系ガスは主として温泉ガス・鉱泉ガスとして産出し，量的に多量の産出を期待することはできない。したがつて N_2—CH_4 系ガスがヘリウム資源の面から調査の対象と考えられるが，この系のガスに対する開発調査は充分にまだ行なわれていない。

今回の調査の結果をまとめると下記のようになる。

1）ヘリウムの分布する地域は，基盤岩が比較的浅所に存在するところで，基盤岩の大部分は阿武隈型花崗岩・箱ノ口相当層および片岩である。

2）中軸帯（白鷹山—吾妻山隆起帯）ならびに盆地縁辺部は，多くの断層が発展し，なかでも寒河江から山辺町にわたるほぼ南北性の断層は落差1,000m内外に達する断層とされている。この地域のガス中のヘリウム含有量が他地域のものに比較して多い傾向がみられることは，断層の影響によるものと思われる。

3）中軸帯および盆地縁辺部には，上部七座層時代に

対応される時期に顕著な火山活動があり，この時期の火山ガスによるヘリウムの供給も充分に考えられる。

4）天然ガス中における窒素とヘリウムの含有量の関係から，ヘリウム 0.01％以上を含有する天然ガスが分布する地域のヘリウムは，ヘリウム含有量 0.02～0.57％，大部分 0.02～0.14％の N_2 系ガスによつて基盤から供給されたものと考える。とくに高濃度（およそ 0.2 0.6％）のヘリウムを含む N_2 系ガスが供給された結果できたと推定される曲川・楯岡および中山の CH_4 系ガスは，ヘリウムの拡散などによる混入の疑問が残されている。この解明はヘリウム資源調査のうえにきわめて重要であり，試錐によるヘリウムの立体的分布の調査が必要である。

文　献

1）半沢正四郎他4名(1958)：新庄市周辺の天然ガス調査報告，山形県「天然ガス調査報告書」，p. 172～191

2）野口喜三雄(1941)：本邦産天然ガス中に含有されるヘリウムに就て，日本化学雑誌，vol. 62, no. 4, p. 298～299

3）牧　真一・比留川貴(1962)：諏訪湖天然ガス田ガス付随水中の有機物について，地質調査所月報，vol. 13, no. 4, p. 301～310

4）本島公司(1950)：可燃性天然ガスを主とした本邦産天然ガスの三角座標法による標示について，石油技術協会誌，vol. 15, no. 1, p. 56～58

5）杉崎隆一他2名(1963)：本邦天然ガス田，油田における堆積岩の放射性元素含有量と天然ガス中の希ガスの起源，日本化学雑誌，vol. 84, no. 3, p. 236～241

6）SUGIZAKI, R. (1964)：Genetic Relation of Various Type of Natural Gas Deposits in Japan. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 48, no. 1, p. 85～101.

7）山田延男(1923)：本邦産天然ガス中のヘリウムおよびその他の含有量，（第2報），日本化学雑誌，vol. 44, p. 1018

8）山形県厚生部(1956)：山形県の温泉，「総論篇」

9）山形県衛生部(1963)：山形県の温泉「各論篇」最上地区温泉，p. 1～21

10）矢崎清貫・井波和夫(1965)：山形盆地の屈折法地震探鉱，地質ニュース，no. 133, p. 13～14

11）ZARTMAN, R. E., WASSERBERG, G. J. & REYNOLDS, T. H. (1961)：Helium, Argon and Carbon in Some Natural Gases. *J. Geophy. Research*, vol. 66, no. 1, p. 277～310

551.782 (521.14)

秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その2）

矢崎　清貫*

1. 緒　言

筆者は，1964年秋田県鹿角郡八幡平村付近の地表地質調査に従事した。本調査は，1963年度に筆者[1]らが行なつた金属鉱床密集地域の広域調査の継続調査研究である。調査の目的は，1963年度に実施した地域の再検討ならびに熊沢川中流地域の層序確立にあつた。

2. 層　序

本地域の地質層序は，第1表に示すとおり下位からトロコ層・穴内沢層・湯瀬含礫凝灰岩層・兄川含化石層・江戸川頁岩層・老ノ沢層ならびに谷内層から構成される。

第　1　表

時代		層序		層厚	備考
第四紀		新期火山岩		10～20	八幡平火山のもの
新第三紀	鮮新世	谷内層		20～50 m	浅海性堆積相
	中新世	老ノ沢層	上部層	50～100	
			下部層	150～200	
		江戸川頁岩層		200	
		兄川含化石層		300	Anadara化石を産する海成相
		湯瀬含礫凝灰岩層		200	
		穴内沢層		10～20	急激な堆積の転換
		トロコ層	上部層	130＋	浅海性堆積相
			中部層	50～100	粘土化作用
			下部層	70～100	海成堆積相?
		下限不明			

2.1 トロコ層

本地域におけるもつとも下位の地層で，おそらく河野・上村[2]らのいう熊沢川層に属するものであろう。本層は，岩相のうえから大別して3つに区分される。

模式地：トロコ温泉付近の熊沢川本流

分布：調査範囲の関係上今回の調査範囲内では，模式地付近ならびに熊沢付近の2箇所のみである。

岩相：上述したとおり，本層は岩相のうえから上部層・中部層および下部層に区分される。

下部層は，黒色硬質頁岩を主とし部分的に硬質中粒～細粒砂岩の薄層を介在する。頁岩は塊状を呈し，かつその粒度はややあらい。砂岩は，均質で多少縞状を呈し剝離性を示す。

中部層は，青緑色砂質淘汰型凝灰岩で，本地域で通常ベタタフと呼ばれるものである。この凝灰岩は，部分的に粘土化している場合が多い。本地域でも，模式地付近において粘土化が著しい。

上部層は，第2図に示すとおり下半部と上半部で多少岩質が異なる。すなわち下半部は，下部層と同様な黒色硬質頁岩を主とする岩相を呈する。上半部は，砂質凝灰岩・凝灰質泥岩ならびにベタタフ凝灰岩などの薄互層によつて構成されている。

下位層との関係：不明であるがおそらく河野・上村[2]らのいう熊沢川層の変朽安山岩・流紋岩を主とする河野・上村[2]らの熊沢川層の下部に接するものであろう。

層厚：トロコ層全層で250～330 m 内外である。各部層別にみると上部層130m 内外，中部層50～100 m，下部層70～100m 内外である。

古生物：上部層の互層帯より植物化石の葉片が含まれる。また下部層から有孔虫らしきものがみられる。

2.2 穴内沢層

模式地：筆者らの1963年に指定した模式地と同様。

分布：下トロコ銭川湯下流付近に小分布がみられるにすぎない。

岩相：主として古生層に由来する礫を多量に含み，ま

* 燃料部

第 1 図　熊 沢 川 中 流 地 質 図（矢崎，1964）

れにトロコ層の砂岩・変朽安山岩・石英斑岩などの礫がみとめられる。これらの礫は，亜角礫～角礫で，模式地より径は小さく10m内外のものが多い。概して分級をうけることなく堆積したもののように，きわめて著しい不淘汰の岩相を呈する。古生層の礫は，粘板岩が圧倒的に多く，珪岩・片岩・石灰岩などからなり，漸移的に上部の湯瀬含礫凝灰岩に移化する。凝結物は，暗緑色凝灰質の粗粒砂岩で多少の分級面がみとめられる。

下位層との関係：不整合

層厚：10～20m 内外

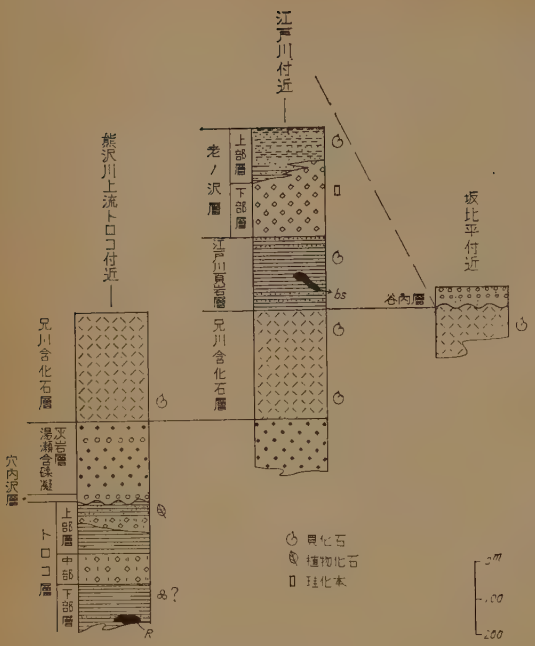
古生物：認めていない

2.3　湯瀬含礫凝灰岩層

模式地：文献 1）と同様

分布：銭川湯下流ならびに滝ノ畑付近

岩相：文献 1）を参照されたい。とくに本地域の特徴は，比較的上位に層厚20m内外の異質礫岩層の分布がみ



第 2 図

られる。この礫層は，穴内沢層と同様の岩質によつて構成されるが，淘汰をうけ円礫状を呈し一様性を示す。

下位層との関係：漸移関係である

層厚：200m 内外

古生物：認めていない

2.4 兄川含化石層

本地域の本層は，第1図のようにまんべんに化石を産し広い分布を示す。

模式地：文献 1) にしたがうが，今回の調査結果もつともよく本層が発達するところは，水沢付近であることが明らかになつた。

分布：江戸川上流・水沢東方山地に広い分布を示す。

岩相：文献 1) を参照されたい

下位層との関係：漸移関係

層厚：200m 内外

古生物：上田良一・井上武[6] らは，江戸川地域より，次のような化石を報告している。

Anadara cfr. *trilineota* (NOMURA)
Anadara cfr. *subcrenota* (LISCHKE)
Cardium iwasiroense (NOMURA)
Macoma tokyoensis (MAKIYAMA)
Neptunea sp.
Aloides sp.
Ostrea gravitesta (YOKOYAMA)

一方，模式地付近から文献 1) のような化石が産出する。

2.5 江戸川頁岩層

模式地：江戸川中流

分布：模式地付近・坂比平西方ならびに老ノ沢上流

岩相：主として凝灰質砂質泥岩を主とし，下部には，板状の硬質頁岩を介在する。上部は，比較的淘汰のよい凝灰質砂岩の薄層を介在する。また本層の分布地域には，粗粒玄武岩の小岩脈の貫入がみられ，その部分は，多少硬化されている。

下位層との関係：下位の兄川含化石層の凝灰角礫岩とシャープな境をもつて本層の泥岩が接する。

層厚：200m 内外

古生物：2枚貝を産する

2.6 老ノ沢層

本層は，岩相のうえから上部層と下部層に分けられる。

模式地：老ノ沢付近

分布：模式地付近ならびに熊沢川流域

岩相：上部層は，軟弱な凝灰質砂岩ならびに凝灰質泥岩の不均一な互層を呈する部分が大勢を示し，部分的に異質凝灰角礫岩の薄層を介在する。

下部層は，石英安山岩礫・軽石礫・火砕岩礫・下部の各地層および基盤岩類の異質礫を伴う異質凝灰角礫岩を主とし，部分的に浮石礫を多くもつ砂質粗粒凝灰岩層を介在する。

下位層との関係：断層で接する場合が多く不明であるが，分布からみて少なくとも江戸川頁岩層上位のものである。

層厚：老ノ沢全体で 200～300m，上部層 50～100m，下部層 150～200m

古生物：上部層より多くの貝化石が産出している。これらの貝化石は，水野[3] によると次のものである。

Crepidula sp.
Cancellaria sp.
Anadara amicula (YOKOYAMA)
Glycymeris sp.
Patinopecten sp.
Trachycardium skiobarense (YOKOYAMA)
Dosinia cfr. *tatunokutiensis* (NOMURA)
Macoma calcarea (GMELIN)
Macoma sp.

これらの化石の層序的位置を水野は，馬渕川階の動物群・竜ノ口層の動物群の構成種を含んでおり鮮新世を示す可能性が強いといつている。また一方，下部層から大

形の動物化石（クジラ？）らしきものが熊沢川本流にみられる。

2.7 谷内層

模式地：文献 1）と同様

分布：長谷東方ならびに坂比平

岩相：文献 1）を参照されたい

下位層との関係：下位のいずれの地層とも不整合関係で接する。

層厚：20～50m

古生物：認めていない

3. 火成岩類

3.1 トロコ酸性岩

本酸性岩体は，トロコ付近の熊沢川本流にみられるだけである。岩相は，白色を呈し，肉眼的には無斑晶ややや粗しようの部分と，塊状けい質で緻密の部分とがみられる。一般に流理構造は，微弱である。本岩体は，いわゆる黒鉱鉱床地帯における酸性岩体に類似し，迸入の時期はトロコ層末期であろう。産状は，おそらくメニスカス状あるいは岩床状を呈するものである。

3.2 熊沢変質石英安山岩

本岩体は，熊沢東方から竜ノ畑にかけてみられる。岩相は，暗灰色を呈し，石英粒の斑晶が明らかである。一部では，流理構造が発達している。石基は，緻密質でかたく変質をうけているようである。迸入の時期は，トロコ層末期のものであり，トロコ酸性岩体とほぼ同一時期のものであろう。産状は分布からみてメニスカス状に貫入したものである。

3.3 江戸川粗粒玄武岩

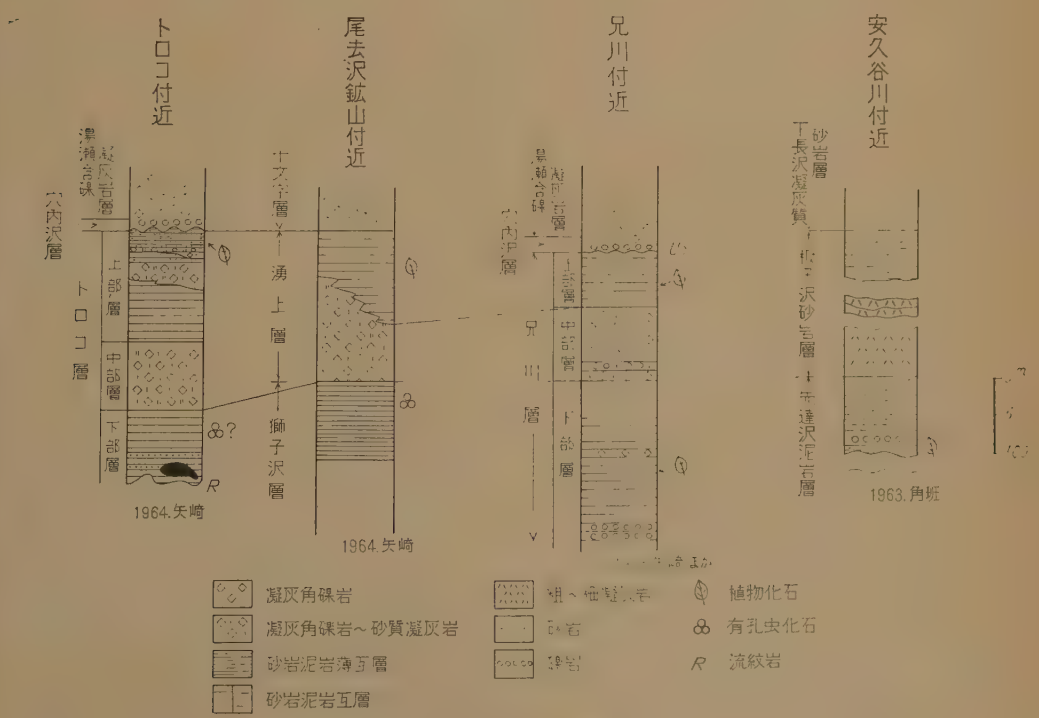
本岩体は，江戸川中流ならびに熊沢川本流にみられる。岩質は，暗灰色で光沢があり，肉眼的に無斑晶緻密質の岩石である。産状は，岩脈状を呈し幅2～20m内外のものである。この岩体は，いわゆる粗粒玄武岩であつて貫入の時期は江戸川頁岩層堆積末期のものであろう。

4. 考察ならびに補足調査の結果

4.1 兄川層（浅近海性堆積層）は，北秋田金属鉱床密集地域のどこの時階に相当する堆積層か

1963年筆者らは，兄川流域に分布する浅近海性堆積相を示す岩相を一括して兄川層と呼び，筆者らの調査地域における，新第三紀層の最下位の地層として扱かつた。このような岩相を示すものが，他の地域，とくに同一方向トレンドにあたる角[4]・大沢[5]両技官がうけもつた地域のどの地層に対応できるか多くの疑問がもたれた注1)。

注1）グループ討論会



第 3 図

したがつて今回のチエック調査の機会に，角班・大沢班のこれにほぼ相当しそうな岩相を示す地域をえらび，それらの模式地を調査した結果，次のようなことが明らかになつた。すなわち角班[4]のいう先達沢泥岩層・大沢班の瀬ノ沢層[5]の一部が，兄川層に対比され，また兄川層は，層序の確立されている尾志沢鉱山付近の層序に対比すれば，湧上層に対比される。

以上のような結果をみちびきだす理由としては，次のようなことがまつたく同じかまたはよく類似しているからである。

1) 含有植物化石が同一である。安久谷川の先達沢泥岩層・兄川層上部・トロコ層上部・瀬ノ沢層・湧上層の上部互層帯より産出した。

2) 岩相が肉眼的に区別できない。

第 4 図 位 置 図

3) 第3図のように岩相の累重関係がほぼ同一である。

これらの位置的関係は，第4図のとおりである。

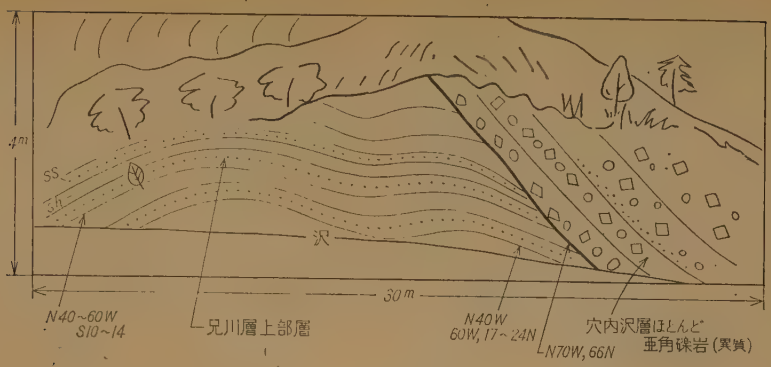
4.2 湯瀬南方に広い分布を示す酸性岩体（居熊井沢石英斑岩[1]）の貫入の時代

1963年筆者らは，この岩体を居熊井沢石英斑岩として扱かい，貫入の時期を兄川層中～後期のものとした。しかし一部の箇所で穴内沢層と不整合関係にあることから，必ずしも意見の調整がとれなかつた。しかし今回の調査結果，長谷川—滝ノ畑間の東方小沢において，トロコ層中部と思われる凝灰岩の中に貫入している事実がある。したがつて1963年に想定したように兄川期末期に貫入したものであつて，穴内沢期堆積前にはすでに本岩体の活動は停止したものと考えるべきである。このことは，穴内沢層の中に本岩体から由来した礫があることからも実証される。

4.3 兄川上流付近に発見された化石産地と，老の沢付近に産出する化石産地との層序的比較，ならびに，老の沢から東方兄川上流につらなる寒脊付近までの層序の確立

老の沢産の化石は，従来から船川～北浦階[6]のものとされている。一方水野[3]も中新世後期～鮮新世初期ではないかという考えかたをしている。兄川産の化石は，筆者らの調査により発見されたものであるが，水野[3]の検討の結果，白鳥川階の動物群を特徴づけるもので西黒沢階に相当するものとしている。しかし今回の調査の結果，兄川上流畏部から寒脊・湯坂森・江戸川流域・水沢・高毛戸山らにかけて第1図ならびに第4図のとおり，かなり広範囲にわたつて化石の産出をみている。これらの化石は，前述した兄川流域に分布する化石相とまつたく同一の化石相を示している。したがつてこれらの岩相の分布地域は，少なくとも同一時代の地層であろう。しかし上田・井上[6]らは，本岩層の分布する江戸川流域からすでに述べたような化石（2.4 項）を報告しており，その時代を遠部層として扱かつている。したがつて同一岩相同一化石相を示す本地域の地層を，西黒沢～台島階とする意見と，北浦～船川階とする両方の意見がある。このことは，層序学的にみても本地域にまつわる重要な問題と考えられるので，さらに研究調査を行なう必要がある。

老の沢付近から寒脊をへて兄川上流につらなる層序関係は，すでに第2図で示したとおり下位から兄川含化石層・江戸川頁岩層・老の沢という累重関係を示している。したがつて水野[3]の意見にしたがい兄川含化石層を台島～西黒沢階と考え，江戸川頁岩層の粗粒玄武岩の貫入時期を井上[7]の意見にしたがい，岩相の累重関係・古

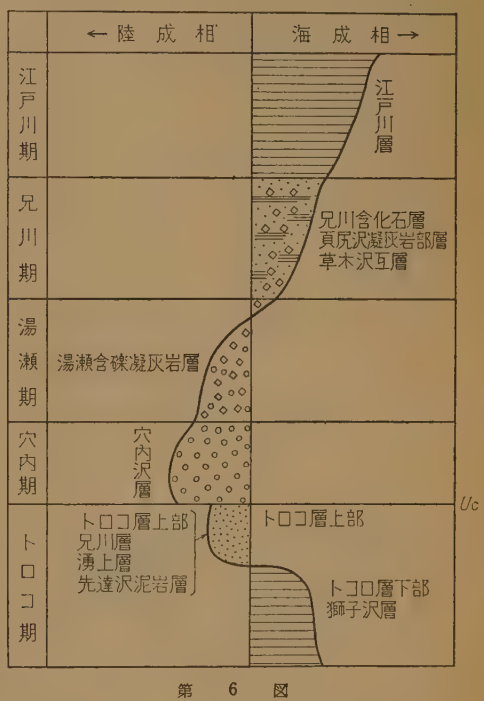


第　5　図

生物および火山岩層序から検討した場合には，本地域の地層の時代について次のようなことがいえる。すなわち，兄川含化石層が台島～西黒沢相当層，江戸川頁岩層が女川相当層ということになる。したがつてこの上位の老の沢層は，船川～北浦相当層ということになる。また一方老の沢層の下部層は，岩相のうえから尾去沢鉱山付近の松子沢層[8]に類似する。

4.4　兄川層およびトロコ層と穴内沢層との不整合について

兄川層とトロコ層とは，ほぼ同一の時代のものであつて，兄川層はトロコ層の比較的上位に相当するものであろう。この両層と上位にみられる穴内沢層との関係は，ほとんどの場所(少なくも筆者らの調査地域)で不整合関係が確認される。しかし場所により不整合の浸食量は，多少異なる。この不整合関係のもつともよく観察される所は，才田橋南方穴内沢においてみられる。そこでの関係は，第5図に示したとおりである。また一方この不整合をさらにうらづける理由として，第3図に示すように尾去沢鉱山付近の湧上層ならびにトロコ層上部層から植物化石がみられることである。すなわち，獅子沢層・トロコ層下部層は，海成相を示しその上位の地層は浅近海成堆積相を示している。さらにその上位の穴内沢層は，海成相の要素をもつていない。したがつてここでいう不整合は，トロコ層・獅子沢層の海域が次第に陸化され兄川層・トロコ層上部層・先達沢泥岩層などを堆積している。このような現象は，従来のグリンタフ地向斜内での一般的堆積形態ではない。すなわち，熊沢川層[2]～トロコ層上部層の間にすでに小単元の一つの堆積輪廻が完了しかけたものと予想しなければならないだろう。一方穴内沢層～老の沢層にかけての堆積輪廻とは，上下の関係にあつて本質的な差異があることを意味づける不整合であろう。この関係を図示すると第6図の関係になる。したがつて兄川層[1]・湧上層[8]・トロコ層上部層ならびに先達



第　6　図

沢泥岩層などは，トロコ期の比較的上部にあたる。またトロコ層および獅子沢層は，トロコ期の下部に相当するものであろう。兄川期に相当する地層は，水野の指摘のとおり兄川含化石層[1]・夏尻沢凝灰岩部層[5]および草木沢互層[4]であろう。この不整合は，場所により下位層をかなり削り，かつ広域にわたつて時間的不連続が考えられる。このような関係を上田・井上[9]らも他の地域1～2カ所で確認し不整合以下の地層を門前階として扱つているようである。

4.5　兄川層およびトロコ層の時代について

兄川層[1]・トロコ層・先達沢泥岩層[4]・大沢のいう瀬ノ沢層ならびに湧上層上部[8]は，前述したとおり共通し

た植物葉片の化石を産すること，岩相の類似性などからみて，ほぼ同一の時代の地層であろう。これらの各地層の時代について門前階とする意見と台島～西黒沢階にする両方の意見がある。すなわち角らは，先達沢泥岩を門前階として扱い，大沢らは，瀬ノ沢層を台島～西黒沢階として扱っている。また一方上田・井上[9]らも，下長沢凝灰質砂岩層[5]を含む同氏らの瀬ノ沢層を含有化石から門前階として扱っている。さらに安久谷川流域から産出する植物化石を含む地層（これは，角らのいう先達沢泥岩層とほぼ同一の地層）を含有植物化石からみて阿仁合型植物化石という理由で門前階としている。湧上層の下位層である獅子沢層についても，上田・井上[9]らは，火山岩学的層序からみて，瀬ノ沢層時階の火山活動と同様なものと指摘している。しかし湧上層と下部の獅子沢層との関係を不整合として扱っている。したがって，獅子沢層を門前階にし，湧上層をそれより上位の時階の地層としているようである。だが清水・渡辺[8]らは，この関係を整合として扱っている。また最近の大沢の調査の結果も清水らと同意見と聞いている。したがってこれらの地層は，第3図に示したとおり対比づけることがもっとも妥当と考える。またこれらの地層の時代についても，多くの検討を必要とするが，岩相および地層の累重関係ならびに不整合などから検討した結果，トロコ層・兄川層などは門前階にすることが妥当と考え，少なくとも同一植物葉片の化石を産する地層は同一堆積盆地内では，ほぼ同一時代のものとすることが妥当であろう。

5. あとがき

上述した門前階と台島～西黒沢階を境する不整合は，グリンタフ地向斜変遷にまつわる重要な問題であり，かつ充分討論され，認識されなければならないことがらであろう。

従来グリンタフ地向斜の堆積層は，東から西に向かい一つの堆積輪廻を示し，その間に大きな単元での時間的不連続はみとめられていない。あえてこれを求めるとすれば，新第三紀層下部の海進初期，ならびに海退期にあたる時代にうたがいがもたれている。これらを実証する小単元の時間的不連続は，2～3カ所にあるようである。しかし本地域の不整合に比較対応できるものは，明らかにされていないし，かなり質的な相違がある。このことは，堆積機構ならびに造構造運動の特異性が，含油田地域と著しく異なるゆえんでなかろうか。またこのような相違が同一地向斜における，油田地帯と黒鉱地帯を区分する要因ではないかと思われる。さらにこのような不整合は，本地域だけにまつわる問題ではなく，いわゆる脊梁山地全般にまつわる問題であろう。筆者もここ数年下部新第三系の層位的研究を続けているが，上述したとまったく同様な不整合関係を山形県ならびに福島県などの脊梁山地において観察している。したがってこのような事実をさらに研究討論され，認識されることが必要である。

文献

1) 矢崎清貫・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元（1966）：秋田県鹿角郡八幡平付近の地質について（その1），地調月報，vol. 17，no. 10

2) 河野義礼・上村不二雄（1964）：5万分の1地質図幅「八幡平」および同説明書，地質調査所

3) 水野篤行（1965）：花輪盆地周辺山地の第三紀貝化石群，地調月報，vol. 16，no. 6

4) 角　清愛・角　靖夫（1965）：秋田県花輪町東縁安久谷川流域の新第三系下部層について，地調月報，vol. 16，no. 6

5) 大沢穠・藤井敬三・平山次郎・沢村孝之助（1965）：秋田県花輪町東方脊梁山脈地域・特に花輪鉱山付近の地質について，地調月報，vol. 16，no. 6

6) 上田良一・井上　武（1961）：秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について，秋田大学地下資源開発研究所報告，第24号

7) 井上　武（1960）：秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリンタフの火成層序学的研究，秋田大学地下資源開発研究所報告，第23号

8) 清水　肇・渡辺　操（1964）：秋田県鹿角郡南部の鉱化作用（特に尾去沢鉱床区について）その1，秋田大学地下資源開発研究所報告，第29号

9) 上田良一・井上　武（1961）：秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2，3の新知見について，秋田大学地下資源開発研究所報告，第24号

資　　料

551.7：550.93 (47)

若干の地質系・統の境の年代をきめるための資料*

G. D. Afanasiev, G. P. Bagdasaryan, M. A. Garris
& I. H. Khamrabaev

黒田吉益訳

1960年につくられた地質年代表は訳注1)，まだ不充分なもので，個々の地質系統の境をより精確にすること，また，全体として詳細なものにすることが必要である。

1960年の地質年代表は，58の地点のデーターからつくられた。したがつて，時代をきめるのに充分なほど，せまい地域でたくさんの地点をとるということができなかつた。その地点では，一般的には下の境—下限をたしかめるという方法がとられた。また，年代表に地質学的境も書きこまねばならないが，それが個々の著者の主観でまちまちのものが書き入られているという結果になつた。

いまや世界中の地質年代の研究所で，K-Ar 法による地質年代の測定値がたくさん集積している。しかし，国ごとに計算の基礎となる崩壊コンスタントが違うので，一般の消費者—地質学者がそれを対比するのに困難がある。

したがつて，次に引用している数字は，2つの種類のものだけにしてある。1) ソビエトの研究室で使われているコンスタントに基づいたもの。2) アメリカ合衆国で使われているコンスタントに基づいたもの。

疑いもなく，崩壊コンスタントを統一する時期にきており，国際的な地質学的機関がそれを行なうことが必要である。

また，K-Ar 法と Rb-Sr 法や U-Pb 法とで平行して測定された資料についてみると，Rb-Sr 法や U-Pb 法の数字は多くの場合，もしソビエトで使われているコンスタント（$\lambda_k = 0.557 \cdot 10^{-10}$ year^{-1}; $\lambda_\beta = 4.72 \cdot 10^{-10} \cdot$ year^{-1}）から計算すると，K-Ar 法による数値より大きくなることを述べておく必要がある。

新生代の基準点
鮮新世と洪積世の境

ソビエト科学アカデミーの IGEM では，コーカサスの若い火成岩類の研究が続けられてい

訳注1) 1960年の地質年代表は，ソビエト科学アカデミーの地質年代測定委員会が作つたものであるが，その他，全ソビエト地質研究所（日本などの地質調査所に相当する ВСЕГЕИ）で作つたもの（1961年）もある。地質年代測定委員会はすでに数冊の測定データ集を出版しているので御存知の方も多いと思う。G. D. アファナシエフはアカデミー准会員で D. S. コルジンスキーと同じく ИГЕМ（IGEM＝鉱床学・岩石学・鉱物学・地球化学研究所。以下 IGEM とあるのはこの研究所のこと）に属している。さいきんの Isotope Geology 方面のリーダーの一人である。

* Г. Д. Афанасьев, Г. П. Багдасарян, М. А. Гаррис, И. Х. Хамрабаев (1963)：Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами, Известия Академии Наук СССР, Серия геологическая, No. 11, p. 7—31

る。そして，次のような火成岩に対して200～300万年という値がえられている。

a) トゥイルヌイアウズの斑状花崗岩はユラ系に迸入している。このゾーンの東の延長のジングースの花崗斑岩はヴェルフネ・チェゲメムの熔岩台地のイグニンブライトや熔岩中に貫入している。

b) ナリチク地方ではイグニンブライトや熔岩がアプシェロン階[訳注2]をおおつており，噴火口の岩相を示す流紋岩の噴出物によつて貫かれている。

第 1 表 分 析 デ ー タ (IGEM)

No.	鉱物および岩石	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時 代 (×100 万年)
1	トゥイルヌイアウズのエリジュルティンスク花崗岩の K—Na 長石	2. 67	0. 00031	3. 5±0. 5
1a	エリジュルティンスク花崗岩の黒雲母	4. 42	0. 00030	2. 5±0. 5
2	カメンク河の噴出凝灰岩中の黒雲母	6. 39	0. 00081	3. 7±0. 6
3	バクサン河，ザユコフの流紋岩	3. 72	0. 00048	3. 2±0. 5

第 三 紀

第三紀の目盛として噴出岩類と海緑石を利用することができるが，それは地質学的な年代決定にたいへん都合がよい。

Sarmatian—ザカルパチヤのベレゴイ市の北部のアルドー山のザトィシヤンスク採石場からの流紋岩質の真珠岩のサンプル。その下にある凝灰岩は Cardium inopinatum をふくむもので，その中に Cibicides bodenensis で特徴づけられるドロブラトフスカヤ層が入る。

Tortonian—中部。ザカルパチヤ地方のブイシュコフ村コバチュスク採石場からのガラス質，砂質，流紋岩～石英安山岩質凝灰岩。分析した凝灰岩は Globigerina bulloides をもつソロトヴインスカヤ層の上にあり，Cyclamina をもつミヤチェフスカヤ層でおおわれている。この2つの層の指準化石は Pectenelini である。

第 2 表 分 析 デ ー タ (IGEM)

No.	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	年 代 (×100万年)
4	2. 82	0. 00153	14. 5±2
5	2. 94	0. 00234	20. 5±2

Ti—輝石をもつ新鮮な玄武岩 OAR. アレクサンドリヤへの途中，カイロから 12km のところ。エジプトの地質学者のデータによると，後始新世～先中新世の玄武岩である。

K=0. 74%, Ar=0. 0007 mm^3/gr, 時代 25±×100万年 (IGEM)。

テクサスの流紋岩質凝灰岩のサニデインは，J. EVERNDEN et al. (1961) のデータによると 35×100 万年を示し，漸新世と始新世との境をあらわしている。

訳注2) カスピ海沿岸地域の後期鮮新世の地層を名付けたものであるが，その後第四系下部へもあたるようにきめられている。現在なお，討議が行なわれているもよう。

ユラ紀の基準点

N. I. ポレバヤ (1960) のデータによると，モスコー州のエゴリエフのユラ系上部の海緑石は136×100万年を示している。

EVERNDEN et al. (1961) のデータによると，オベルファリツの海緑石は Oxfordian のもので，142×100万年を示している。また，Collovian の海緑石は145×100万年を示している。

IGEM にあるバイオス訳注3) (グルジヤ) の輝石輝緑岩は165×100万年である。ダゲスタンのバイオスの斜長石斑岩は158×100万年である。フィルソフによるとクリミヤのバイオスの輝緑岩は165×100万年である。

アルメニヤ共和国アカデミーの IGN の研究室のデータによると，アラヴエルドスキー鉱床地域の堆積一噴出岩および地下火山岩類は層位学的に短かい時代にかぎられている。

下部に subvolcanic な地層があり，また，しばしばそれによつて貫かれている変成岩層は下部ユラ系 (Sinemourian, プリンスバッハ訳注4), ドメル訳注5)) であるが，一部 Aalenian にもかかつている。ロクスキー マッシフにおけるこれらの階の存在は，グルジヤの地質学者達によつて動物相からたしかめられている。(A. N. ジャネリズ, I. R. カハズゼ, V. I. ゼサシュヴイリ, P. D. ガムクレリーズ) subvolcanic rocks や石英一斜長石斑岩の上限は生層序学的に Bathonian であることがたしかめられている。V. F. プチェリンツェフは V. G. グルシエフのコレクションから，Mectryona marshi Sew., Gervilina acuta Sow., Lima contrathy Redl. その他をみつけている。

これらのすべての事実から角斑岩の時代は Aalen—バイオスと上部バイオス—Bathonian の間ときめられる。

G. P. バグダサルヤンは後期バイオスを163±6×100万年，前期バイオスと Bathonian の境を159±4×100万年と提案した。

第 3 表　バイオスの Subvolcanic および噴出岩類の時代

	サンプル No.	岩石および産地	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100万年)	実験室
1	4053	石英・斜長斑岩，アフタリスコエ鉱床	1.73	0.0112	165±7	アルメニヤ
2	4054	同　上，同　上	2.41	0.0152	163±3	
3	ГК-440г	角斑岩，ウチュキリス河	1.78	0.0128	163±2	
4	ГК-440д	同　上，3層のうちの中部	1.96	0.0118	155±3	
5	58/60	輝石斑岩 Subvolcanic，ブズィブ河	1.58	0.0103	164	IGEM

これらのデータは M. M. ルビンシュタインによるアブハズスキー花崗岩の時代とむじゆんしている。彼は後期バイオスのアブハズキー迸入岩体 (コーカサス) は Bathonian と考えた。M. M. ルビンシュタインによれば中期ユラの最後は170～175×100万年である。M. M. ルビンシュタインによれば，この境はケラスリとグミストの黒雲母による資料で，1960年の表に採用されている。

バイオスから理論的にみちびかれたバイオスと Bathonian の境の160×100万年という値は，M. M. ルビンシュタインのデータと一致しない。彼は中期ユラ—Bathonian は170～175×100

訳注3)　中部ユラ系中部。Bathonian と Aalenian の間にソビエトでつくられているもの。
訳注4)　ユラ系下部から4番目の層。ドイツで命名。
訳注5)　ユラ系下部下から5番目の層。アルプスが標式地。

万年としている。グミストとケラスリのマッシフの黒雲母からえられた 170～175×100 万年というこの数字もまだ少ないとすると，この迸入岩体を後期ユラ紀と考える地質学者がいることと一致している。

M. S. エリスタフはその専報 (1960) の中で，ケラスリ花崗岩を後期ユラ紀にしている。

アブハジの地質を指導している地質学者達 (G. R. チュホツ，S. S. ブキヤ，V. L. アレバドズ) はケラスリ花崗岩とグミスティンスキー花崗岩の時代を後バイオス，前 Neocomian としている。このことの副次的な証拠として，IGEM においてグミストとケラスリの迸入岩の黒雲母からえられた 140～148×100 万年の数字があげられている。その黒雲母は，あらかじめ 125°C で脱水してあつたものである。

ユラ紀と三畳紀との境は地質学的に確かな地点がない。R. E. Folinsbee によれば Guichon 花崗岩は Carnic の地層に迸入し，バイオスに不整合におおわれている。その年代は 195×100 万年で，それは三畳紀後期を示すわけであろうが，それをきめた黒雲母の K の量が少ない (3.32%) ので，その年代はあやしいであろう。

三畳系の基準点と二畳紀と三畳紀の境

本当に三畳紀層の時代をあらわす信頼のおける年代決定のデータはない。

カザフ鉱産資源研究所のデータによれば，ケンテバイスキー層 (Totarian) の上にのっているキシュキン市の subvolcanic な斑岩からの黒雲母の年代は平均 304×100 万年である。また，下部二畳系の上に不整合にのるコクトビンスキー層 (T_{1-2}？訳注6) を貫く花崗斑岩からの黒雲母は 296×100 万年を示している。後期二畳紀～前期三畳紀の酸性噴出岩の岩石全体によると 253×100 万年である。

三畳紀や三畳紀と二畳紀との境については，北部コーカサスの閃緑岩・閃長岩の小迸入岩体の年代がたいへん興味深い。

ヤトイルグバルトの閃緑岩と花崗岩の地質学的位置ははつきりわかつている。とくに，その上限ははつきりしている。V. N. ロビンソンの論文に，迸入岩体と三畳紀層との関係を明らかにした地質図がある。

三畳系に関係して，V. N. ロビンソンは次のように書いている。三畳系下部の地層はヤトイルグバルト山によくあらわれている。そこでは，最下部の石灰質岩層にスキフス階訳注7) を示す示準化石が発見されている。ここでは，古い結晶片岩やそれを貫いている閃緑岩の上に基底礫岩が直接のつている。その基底礫岩は片麻岩・角閃岩・閃緑岩・その他の結晶質岩石の礫をもつている。その厚さは変わりやすく，その上部はヤトイルグバルト山の主峰を形成している層状の灰色砂岩に移りかわる。砂岩は上部にゆくと，徐々にしかし早急に石灰岩層にかわる。それはうすい下部の石灰岩層である。その上に，うすい頁岩質の層と互層する灰色層状の石灰岩層がのる。

この層の中には菊石類や pelecipod が見つかつているが，その中にはスキフス階の示準化石がたしかめられている。Pseudosageceras multilobatum Noetl., また，Mukoceras, Flemingites, Hedestroemia, Nonnites などの代表的な科もある。この最初の 3 つはスキフス階を特徴づけるものである。pelecipod の中には Pseudomonotis (Claraia) aurita Hauer があるがこれは下部三畳系の典型的なタイプである。

Z. P. エデイガリヤンは西北コーカサスの下部三畳系の岩層についての研究の中で，次のように書いている。基底層の発達する場所は 3 つに大別することができる；a) ニキチン峡谷，チヨールノ河およびベスコス河上流；b) ヤトイルグバルト山；c) ボリショイ山およびマールイートハチ山。

訳注6) T_{1-2} は三畳系下部，中部の意。以下同じ意味。

訳注7) 三畳系下部層。

基底三畳紀層の陸生源層の発達する第2の地域はヤトイルグバルト山とアルモフカ山の地域に分布する。ここでは古い結晶片岩層とそれを貫く迸入岩類の上を覆つている。その厚さはヤトイルグバルト山で60m に達する。

この部分の陸生源層は暗緑色の粗い角礫岩層ではじまるが，それはすぐ下にある塩基性迸入岩のまつたく円磨されていない岩塊からなり，これの細かいかけらでセメントされている。その厚さは25m である。それには多分，古い風化層がある。それは上部にゆくにつれて礫岩にうつりかわる。礫岩には下部の迸入岩類や石英片岩・緑色片岩・片麻岩のやや丸くなつた礫がふくまれている。礫の淘汰と丸味の度合はたいへん悪い。丸味の度合は平均83.3％であるが，礫岩の上部では約50％である。礫は均質な砂でセメントされている。

礫岩は上部にゆくにつれて，礫岩のレンズをふくむ粗粒の石灰質砂岩と緑灰色の雲母をふくむ砂岩の互層になる（19）。

ヤトイルグバルト山の先スキフス階の閃緑岩および閃長岩から角閃石—黒雲母などがえられている。

第 4 表　北西コーカサスの先前期三畳紀の迸入岩類の時代

No.	産地	岩石および鉱物	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100万年)
1	ヤトイルグバルト	閃緑岩の角閃石—黒雲母	0.59	0.0060	250±3
2	〃	同上の長石	2.81	0.0280	250±7
3	〃	花崗岩の長石	2.61	0.0261	248±5
4	ザカン山	閃長岩の角閃石—黒雲母	1.06	0.0111	240±3
5	〃	同上の長石	5.81	0.0587	250±10

これからわかるように，三畳紀のスキフス層は厚い基底礫岩で始まる。三畳紀の下限は 250×100 万年よりも若くなければならない。Folinsbee の Guichon の底盤についてのデータも考え合わせると，三畳紀の下限は235×100万年と想定される。

以下にみるように，この数値はより古い地質系統の時代とも矛盾しない。

二　畳　系

上述のカザフスタンのあいまいに二畳紀または三畳紀に入れてある数字をのぞいて，他に二畳紀のものについては次のようなデータがある。

北部コーカサスのペレドボイ山脈北亜帯では，二畳紀層は浸食されたいろいろの時代の地層（変成した中下部古生層や中部石炭系の堆積層など）の表面にのつている。二畳紀層は赤色の礫岩とその上にのつている凝灰質堆積岩層からなつている。火山源岩層には流紋岩のかけらがみられる。礫岩には花崗岩の円礫がある。凝灰質堆積岩層に流紋岩のドーム状岩体が貫入している。火山岩層の上に後期二畳紀始めの動物相をもつた石灰岩がのつている（マーラヤ・ラーバ河の左岸にそつたセクション）上部にゆくにつれて，下部三畳系の基底礫岩層とその上にのつているスキフス階の石灰岩層（T_1）がでてくる。地質図と動物相の記載は V. N. ロビンソン（35）の研究にでている。

第5表にあげた酸性マグマのいろいろの岩相の活動は，一定の構造帯にかぎられており，特殊な鉱化作用を伴つている。下部二畳系の礫岩中の礫の花崗岩の年代は，黒雲母によれば 288

×100 万年であることは重要である。このことは，北部コーカサスのこの構造帯の二畳紀の噴出岩層の年代を岩石できめた値が本当らしいことを示している。

第 5 表　北部コーカサスの二畳紀の噴出岩相の時代

No.	場所・岩石・鉱物	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100万年)	研究所
1	クタンに近いマーラヤ・ラバ河，流紋岩のドーム	2.11	0.0197	230	IGEM
2	同上	3.54	0.0362	252	〃
3	インドイシュ河，アラスカ岩	3.92		240	〃
4	ボリショイ・ラバ河，クリボイ橋近くの花崗斑岩	3.34		257	〃
5	P_1 の礫岩の花崗岩礫の黒雲母	4.06	0.0478	288	

IGEM の研究室ではサクソニヤの下部二畳系の流紋岩（ボーリングのコア）の時代をきめた。

a) ラウズイック湖，バレンドルフ・ボーリングの下部二畳系の流紋岩(No. 481)。K＝3.28 %，Ar^{40}＝0.0302 mm^3/gr，時代＝230±7×100 万年。

b) 下部二畳系の流紋岩（コデイッアから 3 km の地質図で ≪Leisniger Quarzporphyr≫ となつているもの，No. 4842)。K＝5.18%，Ar^{40}＝0.0562 mm^3/gr，時代＝260±6×100 万年。

直接，二畳紀を示す数字に，下部二畳系のサフマリヤンの海緑石の 274×100 万年というのがある (18)。中部カザフスタンのカルダルスキー層の粗面石英安山岩について，カザフスタン科学アカデミーの年代決定研究室では，前期二畳紀，または，多分後期石炭紀の 310×100 万年の値をえている。

あらゆるデータを合わせて考えると，二畳紀の下限は 270～275×100 万年よりも古くはないといえる。

外国の文けんにも，イギリス，中部ヨーロッパのヘルシニヤ期の迸入岩類についての年代決定のデータがたくさんある。Dartmoor や Cornwall の迸入岩体の地質学的位置はそれほど明らかではないが，多くの意見は，後下部 Moscovian— 先上部二畳系ということになつている。その地質時代は石炭系上部—下部二畳系になる（第 6 表)。

第 6 表　いろいろの研究者による Dartmoor, Cornwall の花崗岩の時代

	K-Ar 法			Rb-Sr 法	
	Kulp, Lambert and others 1960	Lambert and others 1961	Evernden and others 1961	Kulp, Lambert and others 1960	Lambert and others 1961
Dartmoor	282±5	282±5	265	277±5	285±8
Cornwall	261±15	261±5	—	—	270±5

ウズベク科学アカデミーの地質研究所の火成岩体の地球化学および絶対年代研究室は石炭紀と二畳紀の境の基点としてコイタシュスキー岩体などのデータを使用した。

ヌラティンスキー底盤の突出部の 1 つであるコイタシュスキー花崗岩体は中部石炭系上部を貫いている (M. N. ソロビエフによれば Moscovian のカシルスキー層)。上部石炭系—下部二畳系の細分できないモラッセの中にコイタシュスキーと似た花崗岩礫をふくんでいる。

新鮮な花崗岩の黒雲母の資料は IGEM (1961) で同位元素稀釈法で年代決定され，同時にウズベク科学アカデミーの地質研究所でもくりかえして行なわれた (第7表)。

第 7 表　コイタシュスキー花崗岩の黒雲母の年代 (×100万年)

IGEM(1961)	IGANU訳注8)(1962)	IGANU訳注8)(1963)	IGANU訳注8)(1963)
260	266	266.4	275

ヌラテインスク底盤の他の部分の岩体からも，似たような数値がでている。テムルーコブクス……270，ウストスキー……266，アクタウスキー……272×100万年など。

稀金属元素の鉱化作用を伴う多くの花崗岩類は二畳紀と考えられる。とくに7一岩体 (中部カザフスタン) はそのような迸入岩体と考えられるが，その雲母の年代は IGEM のデータによれば，黒雲母—264±3，白雲母—270±4，プロトリシヤ雲母—256±5×100万年である。

コーカサスのヘルシニヤ期の花崗岩 (両雲母花崗岩) の時代は 270～280×100万年である。ヘルシニヤ期の火成活動の終つた時期は 250～260×100万年である (第9および第10回絶対年代決定委員会の報告を参照)。

イギリスのヘルシニヤ期の花崗岩の岩石学的特徴，地球化学的および鉱化作用の特徴からして，ソ連各地 (コーカサス，ウラル，中央アジヤなど) のヘルシニヤ期の黒雲母花崗岩を Dartmoor 花崗岩に対比することは適当であるが，Cornwall 花崗岩は優白質のアラスカ岩質花崗岩に対比する方がよいであろう。

イギリスやソ連各地のヘルシニヤ帯を例にしてみると，岩石学的に似ている花崗岩は迸入の時代も似ていることがわかる。かくて，本質的な花崗岩の時期は後期石炭紀の後期，または石炭紀と二畳紀の境で 280±5×100万年ということになり，終末の時期は稀金属元素の鉱化作用を伴うアラスカ岩の時期で，260×100万年という値で地質学的には前期二畳紀となる。

石炭紀およびそのデボン紀との境

EVERDEN et al. (1961) によつて 300×100万年の値がでている黒雲母をふくむオーストラリヤのトスカナイトは後期石炭紀とされている。

マルチャノフスキー層 (キロフ州，ムヒノ村のビャトカ河) の石灰岩からの海緑石の年代はソビエト科学アカデミー，バシュキール支部の M. A. ガリスによつて，平均 291×100 万年の値を示している。

ナド・マルチャノフスキー層，マルチャノフスキー層，ポド・マルチャノフスキー層からは腕足類，有孔虫，珊瑚の豊富な動物化石が記載されている (N. チョチア；1950，1955)。このデータによれば，マルチャノフスキー層は中部石炭系——ヴェレイスキーおよびカシルスキー層にあたる。

デェルノフカ村 (ロシヤ台地) の中部石炭紀層 (VSEGEI訳注9)のデータ) の海緑石は 308×100万年の値を示す。この値が1960年の表の基準として採用されている。

UFAN訳注10) のデータによる Visean の石灰岩と互層する噴出岩は 303×100 万年の時代である (11個の平均)。

訳注8) ウズベク共和国科学アカデミー地質研究所の略。

訳注9) 前述の BCEGEU で全ソビエト地質研究所の略である。これは日本などの地質調査所にあたり，地質地下資源省に属す。

訳注10) よくわからないが，科学アカデミー，ウラル支部か？。

スウンドウンスキー岩体 (南部ウラル, チェリャビンスカヤ州, ベルデインスキー地方) の花崗閃緑岩は先中部 Visean の時代であるが, (V. N. クラスノボイ (1959) による動物化石の研究), その黒雲母は 324×100 万年を示している。(M. A. ガリスのデータ)

同じ岩体の斜長花崗岩の黒雲母は 331×100 万年を示している。

H. Faul のデータによれば, Vogez 花崗岩 (後 Tournaisian 先 Visean) の黒雲母は Rb—Sr 法により 322×100 万年, K-Ar 法により 329×100 万年の値をもつている。

R. N. ソボレフ (MGU)訳注11) はサルイーアドィルスキー岩体 (カザフスタン) の斜長花崗岩の黒雲母が 350×100 万年の値を示している。

R. N. ソボレフのデータによれば, 黒雲母花崗岩はジャクスイコンスキー統 (D_2Gv—D_3Fr) の噴出—堆積岩層を貫いている。その統の時代は次のような植物化石や魚の化石できめられている。

Barraudeina dusliana K.,
Gilboaphyton goldringii K. (Sfur.),
Gv Lepidodendropsis Kasachanica Senk.,
Protocephalopteris praecok (Höeg).

Botrialepsis asiatica,
Bogdanovia orientalis O. Obr.,
Fr Lepidodendron theodori Zal.,
Knoria sp.

花崗岩は石灰岩でおおわれているが, その石灰岩の時代 (C_1t_1) は次のような化石の発見からきめられている : Cyrtospirifer dada Nal., Athyris tau Nal.,

このソクルスキー層準は腕足類の facies である。ボフティンスキー岩体 (C_2—C_3) の黒雲母の時代は科学アカデミー IGEM (L. L. シャニン) と科学アカデミー, バシュキール支部 (M. A. ガリス) できめられている (第 8 表)。

R. N. ソボレフと P. F. エメリヤネンコ (41) は, N. S. プヴロフ (1936) が迸入岩によつて貫かれた石炭紀層を記載していることを指摘した。P. L. メルクーロフと A. E. レプキナ (1939) は先デボン紀と後前期石炭紀の花崗岩を区別した。

R. N. ソボレフと P. F. エメリヤネンコはすべての迸入岩体はデボン紀で, 2 つの岩体で

第 8 表　ボフティンスキー岩体 (カザフスタン) の花崗岩の黒雲母の時代

研　究　室	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100万年)
IGEM			
サ ン プ ル 3369	7. 27	0. 0943	315
〃 3373	7. 27	0. 0919	306
〃 3383	7. 27	0. 0891	292
バシュキール支部			
サ ン プ ル 262	6. 85	0. 0827	292
〃 265	7. 08	0. 0854	293

訳注11) モスクワ大学

はないと考えた。

著者はアマン・タウとサルイーアドィル岩体は第2のコンプレックスと考える。アマン・タウの花崗質岩石はフランスキー層を貫き接触変成作用なしにトルネーに覆われている。A. B. ペプキン, P. A. メルクーロフ, N. S. パヴロフによれば, アマン・タウの花崗質岩石はトルネーより若いが, それは接触された石灰岩が珪化されていることで証明されている。

ボフティンスキー岩体のサンプルは IGEM の研究室の研究で, 黒雲母にたいへん富んだ岩石であることが明らかにされている。それは, 黒雲母のほかに, 変成した石英や曹長石化した少量の斜長石をふくみ, 蛍石などの副成分鉱物にとんでいる。

黒雲母は初生的な岩石と比較して二次的なものという印象がある。黒雲母化作用ははげしく変成した岩石がうけたものである。

IGEM とバシュキール支部と2つの研究室で得たたいへん新鮮な (K=7.27%) 黒雲母の時代は, 平均して 300×100 万年であつた。このことは, 黒雲母が後期石炭紀の C_2—C_3 の間に生じた何かの作用で形成されたことを示している。

上述のようなことから, 石炭紀の下限のもつともたしからしい値は 330×100 万年と考えられる。

デボン系

デボン紀の後期の年代決定のデータには, 中部コーカサスの中部デボン系の中・下部の千枚岩や火山源岩層を貫く半深成岩 (はんれい岩質・花崗閃長岩質) の黒雲母や岩石についてのものがたくさんある。

動物化石で特徴づけられている (8) この千枚岩層は, 斜長花崗岩の礫を大量にふくむ礫岩層で覆われている。この礫岩層は, パストウホボイ山やゼレンチク河 (ボゴスロフスキー峡谷) の地域で動物化石からきめられているファメンスキー石灰岩によつておおわれている。岩石からきめられているデボン紀の噴出岩の時代は (第9表の 1, 2, 7), 多分, 少し古すぎるようである。

第 9 表　中部コーカサスの中後期デボン紀の火成岩の時代
(ソビエト科学アカデミーIGEM)

	産地・岩石および鉱物	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100 万年)
1	ボリショイ・ラバ河, 亜アルカリ噴出岩	4.0		319
2	同上	2.78	0.1008	327
3	半深成岩の花崗閃長岩の黒雲母	7.10	0.103	338
4	ミネットからの黒雲母	7.25	0.103	342±3
5	はんれい—閃長岩	1.72	0.0244	341
6	粗面岩 (subvolcanic)	7.53	0.0956	310
7	はんれい岩 (半深成岩)	1.57	0.0228	345

これらのデータに加えて次のようなデータがある。上部デボン系, Frasnian (レジェンキ村) の海緑石による N. I. ポレパヤ (6), オーストラリヤの流紋岩の黒雲母による J. Evernden et al. (52), テネシーの上部デボン系のピッチをふくむ泥板岩の U—Pb 法による J. C. Cobb and J. L. Kulp (50), および同じテネシーの層のベントナイト中の黒雲母による H. Faul (61) などのデータである。

後期デボンのための ウラン—鉛法の数字は (Cobb and Kulp) ソビエトの研究室のコンスタント ($\lambda_k=0.557\cdot10^{-11}$ $year^{-1}$) で計算しなおすと, 上部デボン系のベントナイトの黒雲母の

K—Ar 法の数値に近い。

J. Cobb (49) はその後の研究で，スエーデンのコリマ層とテネシーの上部デボン系における U と Pb^{208}，Pb^{206} の比から Chattanug の地層の時代は 320～350×100 万年であるという結論をだしている。

また，D. Clark (48) は生層序学の観点から Cobb と Kulp のテネシーの上部デボン系のピッチをふくむ泥板岩の時代について詳細に報告し，デボン紀と石炭紀の境は 340～335×100 万年より古くはないはずであると考えた。問題は U—Pb 法でえられた数字であること，J. L. Kulp の 1961 年の表に引用されているデボン紀と石炭紀の境の 345×100 万年という数値は，対比する場合に，ソビエトで採用されているKの崩壊係数によつて再計算してみる必要があることを強調しておく。

あらゆる外国のデータは，後期デボン紀に 350～355×100 万年という値を与えているが，これは北部コーカサスの D_2—D_3 の先 Famenian 層に貫入している，340×100 万年の値を示す塩基性および亜アルカリ岩の時代に近い。

下部デボン系およびとくに中部デボン系は年代決定の基準点としてじゆうぶん検討されたものがない。

中期デボン紀として 350×100 万年と決定されたシバイの絹雲母が 1960 年の表に基準点として採用されている。

南部ウラルの先 Eifelian で下部石炭紀とされているマリンスコーアンドレーエフ迸入岩体の花崗岩の雲母は，373 および 385×100 万年の値を示す。

下部デボン系 (Coblenzian の下部) のベントナイトの黒雲母は，(Smith, Baadsgaard, et al. (71)) によれば，アメリカ式のK—崩壊係数 ($\lambda_k=0.584\times10^{-10}$ year^{-1}, $\lambda_\beta=4.72\times10^{-10}$ year^{-1}) で計算すると 2 つの数値がえられる：1) 370×100 万年，2) 382×100 万年；平均は376×100 万年。ソビエトで採用されている係数で計算すると平均年代は 392×100 万年となる。同じベントナイトのサニデインについての同じ研究者のデータをソビエトの係数で計算し直すと 397×100 万年の時代を示す。また，Coblenzian の下部は Quebec の Gasp ベントナイトの黒雲母とサニデインによれば (71) 400×100万年の値を示している。したがつて，デボンとシルリヤ紀の境は 405×100 万年となる可能性がある。しかし，これらの K—Ar 法の数値はソビエトで採用されているKの崩壊係数によるものである。

イギリスのシルリヤーデボンの花崗岩について興味あるデータがえられている。それらはヘルシニヤの迸入岩体と似ていて，ウラルやコーカサスそして多分カザフスタンの褶曲地域の相当する迸入岩体とほぼ同時である。

引用された表から明らかなように，ウラルやコーカサスのシルリヤ—デボン紀の迸入岩体の K—Ar 法の年代はイギリスのシルリヤーデボン紀の迸入岩体の Rb—Sr 法による数値に近い (第10表)。

残念なことには，これらの迸入岩体の地質学的位置 (地質学的境がせまい範囲に入ること) がそれほど明らかでない。

あらゆる場合の数値から考えて，シルリヤ紀とデボン紀の境は 400～410×100 万年の間であろう。

残念なことに，シルリヤ紀には，1960年の表の基準点として採用されたあいまいな点が 2 つあるだけである。

オルドヴィス系

オルドヴィス系には雲母や海緑石によるたくさんの基準点があるが，それらは前後矛盾したものが多い。ここでは，新しい地点を開発することのほかに，生層序学的データでその地質学的位置を確かめ，年代決定に利用する岩石・鉱物の信頼性を明らかにするという大きな仕事が

第 10 表　イギリス，コーカサス，ウラルのシルリヤ—デボン紀の迸入岩体についての年代データ

迸入岩体	K—Ar		Rb—Sr		地質学的位置
	Kulp, Lambert et al. 1960	Lambet, et al. 1961	Kulp, Lambert et al. 1960	Lambert et al. 1961	
イギリス					後シルリヤ—先後期デボン紀後
Shep	408	408	385	397	
Critaun	403	407	365	399	〃
Leinster	403	397		405	〃
ウラル					
マリンスコーアンドレーエフ (M. A. ガリス)	375	先 Eifelian			
タギロークシュビンスク閃長岩体 (L. N. オブチニュフ)	380	後ルドロフ訳注12)			
北部コーカサス					
モシチェバヤ峡谷，接触部の金雲母	370	先後期デボン			
ボロフスキー，ゼレンデインスキー，ゾロトノシュスキー岩体 (1960年の表)	400—480	後期シルリヤ—前期デボン (?)			
ボロフスキー岩体，粗粒斑状花崗岩中の黒雲母 (ИГЕМ, 1963)	406	後期シルリヤ—前期デボン			

る。

年代決定のある20の地点の中で，もつとも古い値を示すものとして，クリク—クドク岩体 (カザフスタン) の花崗閃緑岩と西部ラウズイッキー岩体 (GOR)訳注13) の花崗岩の 480×100 万年 (IGEM の測定) という値がある。

海緑石による下部オルドヴィス系の年代決定 (Evernden, et al., Folinsbee, VSEGEI, グルジャ共和国科学アカデミー地質研究所) のうちもつとも古いものも 470×100 万年をこえない。したがつてオルドヴィス紀の下限は 480～490×100 万年のはんいであろう。

オルドヴィスの上限もあまり明らかではない。中期オルドヴィス紀についてはかなりたしからしい，層位学的にもたしかめられた値がある。それは Alabama の凝灰岩の黒雲母による～440×100 万年 (52, 61)，Tenmosy のベントナイトのジルコンによる 447×100 万年 (72) がある。G. Faul は中部デボン系のベントナイトの黒雲母による 437×100 万年の値が (61)，ジルコンによる Tilton などの新しいデータと一致することを示している。クリク—クドク岩体 (カザフスタン) の先前期シルリヤ紀の花崗岩の若干の種類のものについて，黒雲母から 435, 440×100 万年の値が測定されている。

上にのべたデボン—シルリヤ紀の境を 400～410×100 万年とし，現在の段階でそれを 405×100 万年ときめてしまつたようなことから考えてみると，シルリヤ紀とオルドヴィス紀の境は 435×100 万年に近い年代と考えることができる。

カンブリヤ系

L. T. Aldrich et al. (46) によれば，ヴィチトの先後期カンブリヤ紀 (中期カンブリヤ紀) の岩石のジルコンを U—Pb 法で測定した結果は 520×100 万年で，同じ岩石の黒雲母を

訳注12)　シルリヤ系の下から3番目の地層をいう。
訳注13)　不明

Rb—Sr 法で測定したものも 520×100 万年を示している。これらの数値は，Cobb と Kulp によって U—Pb 法と Rb—Sr 法によつてえられたコリマ（上部カンブリヤ系）の 500×100 万年という数値とともに，わが国のデータと対比するさいに，ソビエトで採用されているカリウムの崩壊係数を基礎に計算しなおす必要がない，ということを強調しておく。

G. D. アファナシエフの資料によつて，ソビエト科学アカデミー IGEM において，サリヤンヌイ・クリヤージ（塩の丘陵，パキスタン）のカンブリヤ系中のネオボリュソボイ層の中部カンブリヤの下部についての新しい値がえられている。

M. S. クリシュナン (27) とパキスタンの地質学者のデータによれば，サリヤンヌィ・クリヤージの堆積岩層は，インド楯状地の結晶質基盤の上に形成されている。Khevr 駅の近くのセクションからみると，カンブリヤの岩石は弱い変成をうけているが，その中により若い迸入岩体があるということはない。したがつて，それらの岩石中の海緑石や噴出岩（“アルカリ・トラップ”と名付けられている）は放射性アルゴンをよく保有しているはずである。研究された資料はたいへん新鮮で，風化していずに，サンプルのカリウムの含有量も高い。

ネオボリュソブイ層はいろいろの動物化石を豊富にもつており (27)，おびただしい海緑石をもつた炭酸塩岩石をふくんでいる。ネオボリュソブイ層の下には藤色の砂岩があり，その下に岩塩層があるが，その岩塩層の中にドロマイトや石膏とともに，特徴的な噴出岩層（厚さ 1 m）がある。その岩質は Mösebach (68) が記載している。

地質学的および放射化学的事実からして，Cm_1—Cm_2 の境は 530×100 万年と考えられる。オルドヴィス紀の下限は 480～490×100 万年であろう。

第 11 表　サリヤンヌイ・クリヤジの中部カンガリヤ紀層の時代

	岩石および鉱物	K (%)	Ar^{40} (mm^3/gr)	時代 (×100万年)
1	Cm_2の下部の岩酸塩岩中の海緑石	5. 99	0. 1405	530±10
2	岩塩層中の≪アルカリ・トラップ≫	6. 95	0. 161	530±10

外国とソビエトの地質年代測定データの対比

年代計算のための崩壊係数の値は，測定するものが古生代の古い方であると，大きな影響を与えるであろう。1961年までの文献では，このような問題については充分注意していなかつたようである。かくして，そのようなもので年代決定を行なつたものをもとにして，地質時代の境をきめることは困難である。

この問題と関連して Hog-Ailend (USA, Maine 州) のモナズ石の例を注意してみよう。まつたく同一のサンプルをもとに，3 人のちがつた研究者が年代決定を行なつているが，かれらは崩壊係数をちがつたものにとつている（もし，誤植がないとするならば）。

J. L. Kulp (57, p. 10) の基準点の中に，Maine 州，Dacknen の後前期デボン紀の花崗岩があげられている。

K—Ar 法，Rb—Sr 法による年代は 360±5×100 万年を示している。そこでは J. L. Kulp は P. M. Harley et al. (53) の 1959 年のデータを引用している。

J. L. Kulp の年代計算には次のようなコンスタントがとられている：K—Ar法は $\lambda_k = 0.584 \cdot 10^{-10}$ year^{-1}, $\lambda_\beta = 4.72 \cdot 10^{-10}$ year^{-1}, Rb—Sr 法には $\lambda_{Rb} = 1.47 \cdot 10^{-11}$ year^{-1} がとられている。

あるサンプルについて彼らのコンスタントによつてえられた P. M. Harley et al. (53) の数字を IGEM で再計算した。

サンプル 3609 と Me—10 は若干小さい値になつた (362→358 と 357→348)。しかし，これらのちがいは偏差の範囲内に入つてしまう。その論文 (53) でのコンスタント$\lambda_{Rb}=1.39$ による Rb—Sr 法の年代は平均 360×100 万年であるが，IGEM ((L. L. シャニン) における再計算では 387×100 万年であつた。

W. H. Pinson (66)の 1961 年の研究では，$\lambda_k=0.558$，$\lambda_\beta=5.30$ (もしミスプリントがないとすると) をとつており，それによる K—Ar 法の年代は平均 362×100 万年である。L. L. シャニンの再計算によるとそれは 374×100 万年となるはずである。Pinson のこの論文では Rb—Sr 法の年代は平均 366×100 万年であるが，L. L. シャニンの再計算でも 366×100 万年である ($\lambda_{Rb}=1.47$)。これからもいえるように，一度測定された同一資料の年代は，あとからくりかえし引用されるが，実際は再計算されていない。

1963 年，H. Faul は Maine 州の火成岩についての多量の値をだした。

このときのコンスタント ($\lambda_k=0.585\cdot10^{-10}$，$\lambda_\beta=4.72\cdot10^{-10}$) による Me—10 のサンプルの年代は平均 360×100 万年であるが，IGEM で再計算したところでは平均 352×100 万年である。

第 12 表　Hog—Ailend のモンゾニ岩の黒雲母の年代

著者，年，雑誌	K—Ar			Rb—Sr		
	サンプル 36091 の年代×100 万年					
	コンスタント	著　者	IGEM	コンスタント	著　者	IGEM
P. M. Harley, A.J. Baucot A. A. Alber, H. Faul, W. H. Pinson, H. W. Fairbairn, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, p. 947～950, 1959	$\lambda_k=0.585$ $\lambda_\beta=5.30$	362	358	$\lambda_{Rb}=1.39$	360	387
		サンプル Me-10				
		353	348			
Geochron. of rock. syst. Ann. N. Y. Acad. Sci. vol. 91, art. 2, 1961 W. H. Pinson, Jr.	$\lambda_k=0.558$ $\lambda_\beta=5.30$	サンプル 3609 362 374 サンプル Me-10 353 363		$\lambda_\beta=1.47$	366	366
H. Faul, 1963	$\lambda_k=0.585$ $\lambda_\beta=4.72$	サンプル 360	Me-10 352			

これらのいろいろのデータは第12表にまとめてある。1960年に公表された資料をもとにして Hog—Ailend のモンゾニ岩の黒雲母は K—Ar 法でも，Rb—Sr 法でも 360×100 万年の年代であるといわれた。

1963 年の H. Faul の研究には，Maine 州の花崗質岩石についての新しいデータがたくさん示されている。その中に，早期デボン紀の数値として，K—Ar 法による 19 個のサンプル (いろいろの岩体) の年代の平均値 390×100 万年と，Rb—Sr 法による 9 個のサンプルの平均値，370×100 万年がある。

前述の Me—10 (Hog—Ailend) のサンプルをふくむ中期デボン紀の花崗質岩石は，21 個の平均値が K—Ar 法では 360×100 万年，Rb—Sr 法では 337×100 万年である。H. Faul によれば，二畳紀の迸入岩は，K—Ar 法 (10サンプル) でも，Rb—Sr 法 (6サンプル) でも同じ年代～260×100 万年を示す。

ここで，いろいろの著者の表を対比するとき，地質学的境をきめるのに使われた具体的な資料を考慮に入れるべきであり，それは必ずしもなおざりにされているわけではない。かくて，近い将来，外国の表に基礎をおいた数値と，わが国の数値との対比の仕事が行なわれる必要が

第 13 表　若干の地質学的境について（新しいデータによる）
J. L. Kulp (1961年) の表との対比

1960年 地質年代委員会	新しい提案	提案による地質時代の長さ	地質時代	1961年 Kulp の表による地質時代の長さ	1961年 Kulpの年代
		70	Cretaceous	75	
140	135				141
			Jurassic		
			Bathonian		
	160	55	Bajocian	49	
			Jurassic		
185	190				190
		40	Triassic	50	
225	230				(240)
		45	Permian	40	
270	275				280
		55	Carboniferous	65	
320	330				345
		75	Devonian	60	
400	405				405
		25	Silurian	20	
420	430				425
		60	Ordovician	75	

ある。

第13表に個々の地質学的境と J. L. Kulp の 1961 年の表との対比があげてある。

第13表からわかるように，白堊紀—ユラ紀，ユラ紀—三畳紀の境は，J. Kulp の数値と一致している。

三畳紀の下限については，J. Kulp は条件つきで 240×100 万年の数値を示しているが，充分信頼のおける基準点がない。しかし，三畳紀の下限は 240～230×100 万年より古いということはないと思われる。というのは，スキフス階の基底礫岩層におおわれるヤトイグバルト（北部コーカサス）の閃緑岩の時代は 245～250×100 万年の範囲に入るからである。

三畳紀の上限を 190×100 万年，下限を 230×100 万年の値をとると，その長さは 40×100 万年となるが，それは Kulp の表 (50×100 万年) よりも確からしい長さであろう。というのは，三畳紀の長さは，地質学的にみて，たとえばユラ紀よりも長いという証拠はないからである。

J. L. Kulp の二畳紀と石炭紀の境はそれほどよい基準点にしたがつているわけではないが，その値はわれわれが提案した値とあまりちがつていない。C_3—P_1 の境はコイタシコスキー岩体（ウズベク共和国）の先下部二畳系の花崗岩の時代（北部コーカサスの下部二畳系の礫岩中の花崗岩礫の黒雲母による），また，インディギ河（チマン）の海緑石の時代その他多くのデータに基づいてはつきりきめられている。

J. L. Kulp の表には Dartmoore（イギリス）の花崗岩が石炭紀と二畳紀の境になつている。これら花崗岩の黒雲母の時代を K—Ar 法，Rb—Sr 法できめたものから，彼は P—C の境を 280±5×100 万年としている。それは J. L. Kulp 自身のデータと他の研究者の資料 (57) ももとにしている。

基準点として，彼は Dartmoore タイプの花崗岩と関係した閃ウラン鉱の U—Pb 法の数値

も示している (57)。

しかし, J. L. Kulp et al. の 1960 年の論文に, Dartmoore 花崗岩の黒雲母を $\lambda_k = 0.584 \cdot 10^{-10}$ year^{-1} で計算して 271×100 万年というのを引用している。Rb—Sr 法では 277×100 万年という値をだしている。

R. S. Lambert et al. (60) の最近の研究では, K—Ar 法の数値は 271×100 万年のままになつているが, Rb—Sr 法の方は 285×100 万年になつている。かくして, J. Kulp の採用した P—C の境の年代は R. S. Lambert の 1961 年の Rb—Sr 法できめられた数値 (285×100 万年) に近いし, 1960 年 (59) と 1961 年 (57) の K—Ar 法のデータをソビエトで採用している K^{40} の崩壊係数 $\lambda_k = 0.557 \cdot 10^{-10}$ year^{-1} で再計算した数値に近い。

かくして, J. Kulp の 1961 年の表との比較から論じられたように, 石炭紀と二畳紀との境は著者が Rb—Sr 法に基づいて考えた 280×100 万年を採用したい。

Kulp の Vogez 花崗岩の資料から Tournaisian と Visean の境として H. Faul (61) は, 3 つの黒雲母の Rb—Sr 法による 322×100 万年, K—Ar 法による 329×100 万年を採用した。H. Faul は K—Ar 法については $\lambda_k = 0.585$ を, Rb—Sr 法については 1.47 を使用したことが想像される。かくして, Visean は Rb—Sr 法できめた 322×100 万年よりも古くはないであろう。

石炭紀とデボン紀の境は Kulp の表とくらべると 15×100 万年もちがう。

ここで提案した C_1—D_3 の境はより真実に近いであろう。というのは, 若干のアメリカの生層序学者の意見によれば, この境は 340～350×100 万年より古くはないということである。

このことについて, J. C. Cobb (49) はチャタンガの上部デボン系の粘板岩の時代についての問題において, サンプルの質は悪くないと答えている。しかし, J. Kulp and J. Cobb (50) の研究に, $Pb^{208} : Pb^{206}$ の比を考え合わせてチャタンガ層の時代は 320～350×100 万年であろうと考えた。ニューヨーク科学アカデミーの報告で, J. Adams et al. の研究についての討論の中で, J. Kulp (1961, p. 394) は, J. Cobb は U—Pb 法による 2 つの数値をえた。1 つはチャタンガの上部デボン系の 340×100 万年で, 他の 1 つはスゥエーデンのコリマのカンブリヤ系の 500×100 万年であると述べている。

したがつて, ここに提案したデボンと石炭紀の境の 330×100 万年という値は若干古すぎてさえいる。

すでに基準点の選定のときに述べたように, デボン紀とシルリヤ紀の境は, 一つの値, 405×100 万年という年代がでている。J. L. Kulp の表ではシルリヤ紀の長さは 20×100 万年と評価されており, われわれによつて 25×100 万年と想定されている。シルリヤ紀の下限はより確かめる必要がある。

カンブリヤ系の各部分や, その下にある上部原生界の年代決定のデータから, カンブリヤ紀と原生代との境は 560×100 万年よりも古くはないということは確信をもつていえる。これと関連して, カンブリヤ紀の長さ 70×100 万年は J. Kulp の表よりも真実に近いであろう。彼の表では 100×100 万年に近い。

地質年代表の基準点についての新しいデータをみると, 現在の表は, 1960年に年代委員会によつてつくられた表よりも, もつと多くの基準点に基づいていることがわかる。

しかし, 表の基礎になつているのは, いままでどおり, K—Ar 法の数字である。もちろん若干のものについては U—Pb 法や Rb—Sr 法の数字が採用されてはいるが。

ある鉱物についてえられた数字が信頼できるかどうかは, 表をつくるときにおける本質的な問題である。しかし, このことと関係して, 若干の基準が放射線学者, 地質学者にある。それは, K—Ar 法の適用のとき, 黒雲母でえられた数字のみがとるにたるものであるというようなことを意味するものではない。現在, いろいろの方法によつて大量の数値がえられている。あらゆるデータの総和がそれらの鉱物の有用性をきめる基礎になるであろう。これと関連し

て，多くの研究者の中に，台地地域の噴出岩層からのサニディン，堆積岩層からの海緑石についての数値を疑うむきがでている。このために，われわれは地質学的—岩石学的方法で，あとからの変成作用のないことをたしかめる必要がある。

第 14 表　いろいろの研究室のデータによるカザフスタンの若干の花崗質岩石の岩体の年代

岩体	V. K. モンチ, A. A. イワノフ, I. I. ザミヤティン, 1961			A. V. コムレフ他, 1960			IGEM	
	K—Ar 法			K—Ar 法		Pb²⁰⁸/Th	K—Ar 法	
	雲母	カリ長石	全岩石	雲母	カリ長石	モナズ石ブランネライト	雲母	カリ長石
≪後期ヘルシニヤ≫ $C_3—P_1$				292		292		
アクチャタウ				308		328		
						320		
						295		
						290		
マイタス					282	260		
	280	288	280				284（黒雲母）	
	277	262	295				316（外接触部の花崗岩中の白雲母）	
バトイスタウ	306	262						
		265						
				320	316	262		270
				310	300	295		
ベクタウ・アタ				280	246			
					260			
					300			
					290			
				298		270		
ジャネット				295				
				290				
オルタワ	250					253		
≪中期ヘルシニヤ≫ C_2								
アルシャルイ	300		292				300	277
	285							
	(366)		277					
南部ジュアンコヌル			花崗閃緑岩	360			300	270
							300	
							280	
カルドイルミンスキー				330				
				345				
北部ジュアンコヌル	357							
シエトスキー	370		270					
コイタス	247							

第 15 表

著者，年	後期石炭紀			中期石炭紀			前期石炭紀		
	岩体	K—Ar法		岩体	K—Ar法		岩体	K—Ar法	
		黒雲母	岩石		黒雲母	岩石		黒雲母	岩石
K. I. サトパエフ他，1963	コルダルスカヤ層	—	310	ケルゲタスカヤ層		330	ジュンガルスキーアルタウ	355	
〃	カルドイルミンスキー岩体（15個の平均）	325	—						
V. E. ゲンドレル G. P. セメノーソ 1962	コルダルスキー岩体，アダメロ岩石英閃緑岩	—	334 333 285 277 262						
	西部バザルスキー岩体	329	286						
	ナルインスキー岩体	326 318							
A. I. イワノフ，V. K. モンチ他 1961				サヤンスキエ	352 310 320 330		アクリラン： M＝1 M＝3 760a	326 306 306 330	— — — —
				シエトスキーコイタス	247 370	276 —			
				アルシャルイ	366 300 285	292 277			

また，ある面では，花崗質岩石からとりだされた黒雲母は，しばしば緑泥石化していたり，バーミキュライト化していたりしていて，地質学的位置をきめられた岩石を年代測定したときに矛盾した結果を生じることがある。

これと関係して，もし，地質学的，岩石学的にきびしくコントロールされるか，あるいは Rb—Sr 法や U—Pb 法でコントロールされるかするならば，黒雲母（少なくとも 6.5~7.0 %のKをふくみ，新鮮なもの）についてのみでなく他の鉱物（サニディン・海緑石・輝石・角閃石）についても K—Ar 法でえられた数字を利用できるだろう，ということも考えられる。

結論として，カンブリヤ紀以降の若干の地質学的境について提案した年代測定は，1961年の J. Kulp の表に近いということがいえる。これは，その表の基礎になつているデータの検討のあとに可能になつた。

Rb—Sr 法や U—Pb 法でえられた数字をもつた若干の境は，ソビエトとアメリカにおける Kの崩壊係数のちがいから生じた不一致があることが明らかとなつた。Kulp の表において K—Ar 法によつてえられた地質学的境の数字は，ソビエトで採用されているコンスタントで再計算された。アメリカのλ_k，λ_β もソビエトの λ_k，λ_β も完全ではない。かくして，K—Ar法による真実の年代は，地質年代学者によつて公表されているすべての分析データについて，λ_k，λ_β の値を実験的に検討したあとで，はじめてえられるであろう。

さいごに，ここに提案した年代と，カザフスタンの資料で年代決定したものとが，若干の地

質学的境について食違っている問題を予報的に述べておく。

カザフスタン科学アカデミーのデータによれば，二畳紀の後期が 304×100 万年，P_1—C_3 の境が 311×100 万年，C_2—C_3 が 330×100 万年である。また，VSEGEI のデータによれば，T_1—P_2 の境は 256×100 万年で，われわれが提案したものや J. Kulp の 1961 年の表とひどくちがっている。

K.I. サトパエフ，V.K. モンチ，A.I. イワノフ，T.F. リャピチェフ，T.P. セメノフ (40) の総合的報告には，二畳紀の年代測定について年代学的，地質学的根拠があげてある。

後—中期石炭紀の褶曲よりも若くて，二畳紀であろうと考えられているアルカリ岩のタラス火成岩体（アルカリ輝石—擬白榴石—ションキン岩，閃長岩など）の数 10 のサンプルの黒雲母のデータの平均値として 278±8×100 万年の値を示している。

二畳紀の動物化石をふくむ層の上に不整合にのっている粗面玄武岩を貫く黒雲母—リーベッカイト花崗斑岩（クイズイルカヤ岩体，アヤグズ河の左岸）の黒雲母の時代に基づいて 296±15×100 万年という数値がでている。

アクチャトフスキー型の稀金属を伴う優白質，アラスカイト質花崗岩の黒雲母39個の平均として293±15×100万年という値がでている。アクチャータウ，コクテンコル，ジャネット，東部コヌンラッド，ベクタウアタ，オルタウ，バヤン・アウルなどの迸入岩体はこれに相当する。これらの岩体は，下部石炭系の上部の海棲動物化石をもつた層や，中—上部石炭紀の植物化石をもつた火山源岩層を貫いている黒雲母花崗岩や花崗閃緑岩よりも若くて二畳紀と考えられている。第 14 表には後期ヘルシニヤ期の岩体の年代があげてある。第 15 表には石炭紀の各部分に相当する岩体の年代があげてある。

かくして，世界の多くの地域と同様に，カザフスタンでも，ヘルシニヤ期の花崗質岩石の火成活動の中でアラスカイト質でしばしば稀金属などを伴う花崗岩は区分されている。それは地質学的データから二畳紀に入れられている。

カザフスタンでは，アラスカイト質の稀金属を伴う花崗岩は，岩石学的に composite massif の一員の中に入れられている。たとえばバヤン・アウル，ジャネット，オルタウなど (40)。黒雲母による時代決定のためのサンプルの特徴から考えて (L.V. コムレフ，V.K. モンチその他，21，23，24)，この花崗岩はアラスカイトではないらしい。アラスカイトから分析用の新鮮な黒雲母を分離することはたいへんむづかしいことである。

たとえば，バヤン・アウル岩体の時代をきめるのに，中粒灰色の花崗岩からの黒雲母を分析した (23)。この黒雲母は 290×100 万年を示している。V.K. モンチによれば，バヤンアウル迸入岩体はムルザ—チェク山の部分で Famennian 層に接触変成を与えている。

L.V. コムレフ (24) の研究にジャネットの岩体の黒雲母と花崗岩についてのデータがある。残念なことには，第 1 表と本文の間に食違いがあつて，それがどこでも説明されていない。本文では (p. 211)，桃色細粒のアラスカ岩質花崗岩を切る長石—黒雲母脈の黒雲母，No. 100/57 が 260×100 万年の値をもつていると書いてある。第 1 表ではそのサンプルの時代は 298×100 万年となつている。さらに本文では (p. 211)，サンプル 102/57—花崗岩は 260×100 万年の値をもつていて≪サンプル 100/57 の黒雲母の時代とよく一致している≫と書いてある。第 1 表では 102/57 はたしかに 260×100 万年の値を示している。

このような食違いは著者でなければ解決のしようがない。しかし，あらゆる場合を考えてみても，ジャネットの花崗岩を切る脈の黒雲母の 260×100 万年という値の方が信頼度があるようである。たとえば，ジャネット岩体のモナズ石の時代が Pb—アイソトープ法で (Pb^{208}/Th による) 平均 270×100 万年であることなどからも確かめられる。

オルタウ岩体は中部および下部デボン系の噴出岩層を貫いている。その上限のデータはない。L.V. コムレフによれば，オルタウ岩体は多くの岩相をもつアラスカ岩質花崗岩であるという。その中には，粗粒，中粒，細粒の花崗岩，花崗斑岩，アプライトもある。もつとも多い

のは粗粒および中粒の花崗岩である。その場合≪アラスカイト質花崗岩≫という名前で解釈されるようなものは不明である。もし，そのようなものがオルタウの複合岩体の中にあるのならば，どのくらいの割合でその中にあるのであろうか？

岩体の南部の粗粒花崗岩の洪積統の礫となつているものからのモナズ石の時代は，Pb^{208}/Th で 253×100 万年，Pb^{206}/U で 263×100 万年である。

V. K. モンチ (21) によれば，オルタウのアプライト質花崗岩中のペグマタイト脈の白雲母は平均 250×100 万年である。新鮮な黒雲母をふくむアラスカイト質花崗岩の多相迸入岩体であるオルタウ岩体は，V. K. モンチによれば後期ヘルシニヤ (二畳紀) と考えられる。

L. V. コムレフ，M. S. フィリポフその他 (24) の論文には，ベクタウ花崗岩のアルゴン法による年代測定データがある。それは 246～316×100 万年の値である。3つの黒雲母による年代は 310，280，310×100 万年である。

2つの黒雲母サンプル 1/56，17/56 (24，第1表) は，それを分離した全岩石よりも小さい値を示している。サルイ・クリジ山の南麓のペグマタイト脈のブロムストランディンの Pb—アイソトープ法による年代は 295×100 万年を示している。

L. V. コムレフによれば，サルイ・クリジ山のペグマタイトに起源をもつ沖積統礫のモナズ石の年代は 262×100 万年 (Pb^{208}/Th による) である。

検討されたデータはカザフスタンのヘルシニヤの火成活動がソビエトの他の地域のものとよく似ていることを証明している。

稀金属鉱化作用は，モナズ石の Pb—アイソトープ法によれば 270～280×100 万年の年代をもつており，これは他の地域のものと似ている。

しかし，上述の二畳紀の迸入岩体の全岩石および雲母の K—Ar 法による年代はたいへんばらばらである。黒雲母による 320×100 万年のオーダーの年代はアクチャタウ型の複合岩体の活動が石炭紀であることを示している。その岩体は上記のことから考えてみて，アラスカ岩質マグマの一回の迸入の結果生じたものとはとても考えられない。

多くの場合，年代決定された岩体は多相である (たとえば，V. K. モンチクによるバトイスタウ迸入岩，またはジュアンコヌル，ベクタウ—アタ，アルシャルイなど)。その場合，岩体のどの時期のものについて年代決定をしたかが問題となつてくる。

ことに，V. K. モンチその他 (21) が黒雲母について 270～280×100 万年および 300×100 万年というデータとともに (アルシャルイ，バトイスタウ)，366×100 万年 (アルシャルイ) と 357×100 万年 (ジュアンコヌル) という値もだしているとき，100×100 万年もちがつている値をどう考えるべきか，ということが問題になるであろう。

複雑な多相岩体である後期ヘルシニヤの (優白質，稀金属をふくむ) 花崗岩のようないろいろの時代の花崗質岩石の真の関係をきめることはむづかしいが，カザフスタンの地質学者達によつて石炭紀のいろいろの時代にきめられた花崗質岩石についてのデータをみなおすことは時宜に適つたものである。

K. I. サトパエフ，V. K. モンチその他 (40) の総合的な報告の中で，石炭紀上部は，まず第1にコルダルマキー層の岩石からきめられた 310×100 万年の値があげられていた。次に，カルドイルミンスキー岩体 (コクス，サルィーチャブインその他) の15個の黒雲母の年代の平均である 325×100 万年があげられている。

カルドィルミンスキー複合岩体の花崗質岩石は中部石炭系を貫き，下部二畳系中に礫となつてあらわれる。また，二畳紀のアラスカ岩質花崗岩によつて貫かれる。

V. K. モンチその他 (21) の研究によれば，後期石炭紀の迸入岩類　コルダルスキー複合岩体—の数字に次のようなものをあげている。アダメロ岩は岩石で測定して 334×100 万年，石英閃緑岩は岩石および黒雲母で 285×100 万年，カリ長石で 277×100 万年を示している。

この複合岩体は西部バザルスキー岩体に相当するもので，その黒雲母は 326×100 万年を示

す。また，黒雲母で 318，326×100 万年を示し，岩石で 286×100 万年を示すナルインスキー岩体にも相当する。L. V. コムレフその他 (23) の研究ではカルドイルミンスキー帯（岩体ではない）の花崗質岩石からの黒雲母は 330，340，350，360 および 440×100 万年の値を示している。

K. I. サトパエフその他 (40) の研究では，中期石炭紀の絶対年代測定の基礎として カレゲタスキー層の 330×100 万年という数値を示している。トパルスキー岩体の 花崗閃緑岩はカルドイルミンスキー岩体の上部石炭紀の花崗岩によつて貫かれている。ジュンガルスキーアルタイの迸入岩類は下部石炭系を貫いているが，その 7 個の黒雲母のデータの平均として355×100 万年の値が与えられている。

V. K. モンチその他 (21，p. 42) の研究で，サヤンスキー 花崗岩は中期石炭紀に してあるが，その時代は若干の黒雲母によれば，352，310，320，330×100 万年である。

その研究で (21)，シントスキー・コイタスの花崗閃緑岩を中期石炭紀に入れている。1) No. 544 の花崗閃緑岩の全岩石では 276×100 万年，その黒雲母は 247×100 万年である。2) No. 1258 の優白質黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母は 370×100 万年を示している。後の数字を考慮に入れながら，V. K. モンチたちは次のように書いている。≪えられた 370×100 万年という年代は，以前ジュアンコヌル岩体の他の花崗閃緑岩岩体についてえられたものとよく一致している≫ かくて，1960 年の L. V. コムレフ (23) のデータが考慮される。そこでは南部ジュアンコヌルの花崗閃緑岩の時代は 360×100 万年にきめられている。シエトスキー・コイタスの表にあげられている 2 つの黒雲母の年代がわかれていること (247 と 370×100 万年) の理由は，本文にも明らかにされてはいない。本文には (p. 44)，370×100 万年の数値は多すぎるのであろうが，これはサヤンの花崗閃緑岩の 352×100 万年と近い値といえる，とのみ書いてある。ソビエト科学アカデミー IGEM の研究室のデータでは，ジュアンコヌル岩体の花崗閃緑岩の雲母の年代は，300，288，300，284×100 万年で，アルカリ長石の年代は 270×100万年である（同じサンプルの黒雲母は 300×100 万年)。

V. K. モンチその他は (21) はアルシヤルイ岩体を前期または中期石炭紀の迸入岩類にしている。

この岩体の花崗岩の黒雲母は 366，300 および 285×100 万年の値を示し，全岩石は 292 および 277×100 万年を示す。366×100 万年は新鮮な花崗岩を反映するものであるが，285 および 300×100 万年は交代的変質をうけたものであろうと推定している (21，p. 45)。285×100 万年の値を示す B—337 のサンプルは，366×100 万年の値を示す B—39 の黒雲母よりもKに富んでいるにもかかわらず，IGEM の実験室のデータによれば，アルシヤルイ岩体の黒雲母の時代は 300×100 万年（K＝7. 07%）で長石は 277×100 万年である。

V. K. モンチその他 (21) はアクソランスキー岩体を早期ヘルシニヤ期（前期石炭紀）にしている。それは上部デボン系を貫き，後—前期石炭紀の花崗質迸入岩類に貫かれている (21，p. 35)。アクソランスキー岩体の花崗閃緑岩の黒雲母 M—1 は 326×100 万年の年代をもつており，M—3 の黒雲母は 306×100 万年，760 a（花崗岩）は 330×100 万年をもつている。

第 14 表にあげてあるいろいろの岩体についてのデータと第 15 表にあげてある石炭紀の各部分の花崗質岩体の年代のデータとを比較すると，カザフスタンのヘルシニヤ期の火成活動の年代決定の現状がたいへん複雑であるということが理解できる。

黒雲母についての測定結果は，前期石炭紀および後期石炭紀とされている迸入岩類にも 325×100万年というオーダーの似たような数値になつている。中期石炭紀の迸入岩類についての黒雲母のデータは 2 つのグループの数値を示している。すなわち，縁辺地域では 360 と 300×100 万年(9個の数値)，また，370×100 万年（シエトスキー・コイタス）と 285 ×100 万年（アルシヤルイ）である。後期ヘルシニヤ期（二畳紀）の迸入岩類にしてあるものでは雲母は約 290×100 万年，320×100 万年（ベクタウ・アタ）と 277×100 万年（バトイスタウ）の範囲を示し

ている。また，オルタウ岩体は250×100万年という値をもつているが，それは花崗岩ではなく，より末期の白雲母脈のものである。

カリ長石による年代と全岩石による年代とは，全体としてかなり安定した値を示すことは興味のあることである。カリ長石の7個の測定値の平均は270×100万年で，それは288～260×100万年の範囲である。

V. K. モンチその他 (21) が石炭紀のいろいろの部分にした迸入岩類は，長石による年代は，二畳紀の長石の時代にたいへん近い値を示している。

二畳紀の迸入岩類にかえつてみると，そのモナズ石やブランネライトの8個の平均は (Pb^{208}/Th の比による) 277×100万年であるが，もしアクチヤタウ (コムレフ，1957) の少しはずれた2つの値，328と330×100万年を加えて平均すると287×100万年という値になる。

これらの平均値 (277および287×100万年) は同じ迸入岩体の黒雲母についての値 (290×100万年) やカリ長石の値 (270×100万年) に近い。もし，Dartmoore タイプの花崗岩 (J. L. Kulp) と関係した閃ウラン鉱の U—Pb 法の数値やその他のデータを加えると，カザフスタンの優白質迸入岩類(後一中期石炭紀，先後期二畳紀)の年代はソビエトや西部ヨーロッパの他の似たような迸入岩体とそれほど開きがない。石炭紀と二畳紀の境の年代は275×100万年という数値がでているからである (1961年の J. L. Kulp の表によれば280×100万年)。

上述のいろいろのことから考えても，いろいろの時代があるカザフスタンの火成岩を，個々の岩体の地質学的位置から，また発展の時間的，空間的段階を細分することは，たいへん困難なことであり，補足的な研究が必要である。

かくて，現在では，カザフスタン地方独得の地質年代表について語ることや，カザフスタン地方のデータを地質年代表にくみ入れることは時期尚早である。

カザフスタンの地質年代表の問題を解決するためには，基準点としてえらばれた地域の詳細な地質学的，岩石学的，層位学的研究が必要であり，同時にいくつかの実験室でいろいろの方法で測定することが必要である。

文　　献

1. Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К—Ar-методом. Изв. АН АН СССР, сер. геол., No. 6, 1957.
2. Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.
3. Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., No. 9, 1959.
4. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Н., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. В кн ≪Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов геологов. Пробл. 3≫ Изд-во АН СССР, 1960.
5. Афанасьев Г. Д., Шанин Л. Л., Гольцман Ю. Б., Носкова В. Г. О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
6. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. Оагеологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., No. 1, 1962.

7. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. Случаи неравновесных отношений Аг и К в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. Изв., АН СССР, сер, геол., No. 1, 1963.
8. Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). Докл. АН СССР. т. 148, No. 2, 1963.
9. Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Щанин Л. Л. К—Аг-возраст верхнетретичных изверженных пород. Докл. на XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста при ОГГН АН СССР 1963.
10. Афанасьев Г. Д., Беликов Б. П., Воларович М. П., Залесский Б. В. О Физических свойствах некоторых горных пород Индии и Цейлона и их абсолютном возрасте. Докл. не XII сес. Комис по опред. абсол. возраста ОГГН, 1963.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологнческого времени (по материалам Ар мянской ССП). Тр. XII сес. Комис по опред. абсол. возраста ОГГН. 1963.
12. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Некоторые опорные определения абсолютного возраста (к мировой геохронологической шкале). Докл. АН СССР, т. 134, No. 5, 1960.
13. Вялов О. С. и др. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37, вып. 5, 1962.
14. Гаррис М. А. Материалы к геохронологической шкале СССР, выраженной в абсолютном летоисчислении. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
15. Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Закирова Ф. С. Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
16. Гаррис М. А. Геохронологнческая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным К-Аг-возраста). Докл. на XII сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций ОГГН, 1963.
17. Гендлер В. Е., Семенова Т. П. Геохронологические исследования гранитоидов Тарбагатая по данным аргонового метода. В кн. ≪Тр. X сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1962.
18. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислемии по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, сер. геол., No. 10, 1960.
19. Едигарян З. П. Литология нижнетриасовых отложений Северо-Западного Кавказа. В кн. ≪Геология Центр. и Зап. Кавказа≫, т. 3. Гостоптехиздат, 1960.
20. Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Замятин Н. И. Абсолютный возраст анортоклазовых гранит-порфиров из Тениз-Куржункульской мульды (Центр. Казахстан). В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
21. Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. Бюлл. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций, вып. IV, 1961.
22. Иванов А. И., Монич Б. К., Старов В. И. Абсолютный возраст интрузивных

комплексов Заилийского Алатау и Кандыктаса. В кн. ≪Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫, 1963.

23. Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. Абсолютный возраст группы герцинских гранитовых плутонов Центрального Казахстана. В кн. ≪Тр. VII сес. комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1960.
24. Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. и Савонеиков В. Г. Возраст гранитной интрузии Бектау-ата в Северном Прибалхашье (Центр. Казахстан). В кн. ≪Тр. VII сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1960.
25. Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С., Зыков С. И., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д. и Филиппов М. С. О возрасте некоторых редкометальных гранитных интрузий Центрального Казахстана. Геохнмия, No. 8, 1957.
26. Комлев Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. В кн. ≪Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Опред. абсол. возраста дочетвертичных формаций≫. Изд-во АН СССР, 1960.
27. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд. иностр. лит., 1954.
28. Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и М. Лаба. В сб. ≪Геология Центр. и Зап. Кавказа≫. Гостоптехиздат, 1962.
29. Малеев Е. Ф. О двухъярусном. строении Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды (Закарпатье). Докл. АН СССР, т. 148, No. 5, 1963.
30. Овчинников Л. Н. Уральские материалы к абсолютной геохронологической шкале. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опрел. абсод. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
31. Овчинников Л. Н., Панова М. В., Дунаев В. А. Сопоставление абсолютного возраста палеозойских зффузивов Урала с биостратиграфическими данными В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
32. Овчинников Л. Н., Панова М. В., Шингарева Ф. Л. Абсолютный возраст некоторых геологических образований Венгрии. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР. 1961.
33. Полевая Н. И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
34. Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. В кн. ≪Междунар-геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3≫. Изд-во АН СССР, 1960.
35. Робинсон В. Н. Геохронологический обзор области триаса и палеозоя бассепна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол. объед., вып. 226, 1932.
36. Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Сев.-Вост. Прибалхашья. В кн. ≪Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1963.

37. Рубинштейн М. М. Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузий. В кн. ≪Тр. V сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1958.
38. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я. Необходимость хнификации значения констант радиоактивного распада K^{40}, используемых при расчете абсолютного возраста. Изв. АН СССР, сер. геол., No. 6, 1962.
39. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я., Григорьев И. Г., Лашхи Б. А., Узнадзе А. Л., Чиквиадзе Б. Г. К вопросу о составлении абсолютной геохронологнческой шкалы. В кн. ≪Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1961.
40. Сатпаев К. И., Монич В. К., Иванов А. И., Ляпичев Т. Ф., Семенова Т. П. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3 (54), 1963.
41. Соболев Р. Н. и Емельяненко П. Ф. Возраст интрузий гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия. Сов. геология, No. 62, 1957.
42. Студеникова З. В., Кнорре Г. О. О возрасте гранитов Северного Кавказа. Геохимия, No. 7, 1957.
43. Фирсов Л. В. Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. Изв. АН СССР, сер. геол., No. 4, 1963.
44, Хамрабаев И. Х., Аскаров Ф. А., Магдиев Р. А. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом. В кн. ≪Тр. XI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций≫. Изд-во АН СССР, 1963.
45. Эристави М. С. Нижний мел Кавказа и Крыма. Монография АН ГрузССР, No. 10, 1960.
46. Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L. a. Tilton G. K. Radioaktive ages of micas from granitic rocks by the Rb—Sr and K—Ar methods. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 39, 1958.
47. Baadsgaard H., Lipson J. a. Folinsbee R. E. The leakage of radiogenic argon from sanidine, Geochim. et cosmochim. acta, vol. 25, No. 2, 1961.
48. Clark D. L. U—Pb-age determination and upper devonian biostratigraphy. Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, No. 1, 1961.
49. Cobb J. C. Dating of black shales. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
50. Cobb J. C. a. Kulp J. L. U—Pb-age of the Chattanooga shale. Bul. Geol. Soc. America, vol. 71, No. 2, 1960.
51. Frickson G. P., Kulp J. L. Potassium-argon measurement on the Palisades Sill. New Jersey. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
52. Evernden J. F., Curtis O. H., Obradovich J., Kistler R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 23, No. 1/2, 1961.
53. Harley P. M., Boucot A. J., Alber A. L., Faul H., Pinson W. H., Jr., Fairbairn H. W. Minimum age of the Lower Devonian slate near Jackman, Main. Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, 1959.
54. Holmes A. A revised geological time-scale. Trans. Edinburgh Geol. Soc., vol. 17, No. 3, 1960.

55. Gilletti B. J., Gast P. W. Absolute age of pre-Cambrian rocks in Wyoming and Montana. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
56. Kulp J. L. The geological time-scale. Rep. Internat. Geol. Congr., Norden. Ph III. Pre-Quaternary absolute age determination. Copenhagen, 1960.
57. Kulp J. L. Geological time-scale. Science, vol. 133, No. 3459, 1961.
58. Kulp J. L. Potassium-argon dating of volcanic rocks. Bull. volcanol., t. XXVI. 1963.
59. Kulp J. L., Long L. E., Giffin C. E., Mills A. A., Lambert R. St. J., Giletti B. J. a. Webster R. K. Potassium-argon and rubidium-strontium ages of some granites from Britain and Eire. Nature, vol. 185, 1960.
60. Lambert R. St. J. a. Mills A. A. Some critical points for the paleozoic time-scale from British Isles. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
61. Faul H. Some peleozoic dates in Maine, western Europe and Southern United States. Ann. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
62. Faul H. Geological time-scale. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, No. 5, 1960.
63. Faul H., Stern T. W, Thomas H. H. a. Elmore P. L. D. Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians. Amer. J. Sci., vol. 261, 1963.
64. Folinsbee R. E., Baadsgaard H. a. Lipson J. Potassium-argon time-scale. Internat. Geol. Congr., Pt. III. Pre-Quaternary absolute age determination. Copenhagen. 1960.
65. Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J. Potassium-argon dates of upper Cretaceous ash folls, Alberta, Canada. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
66. Pinson W. H., Jr. Some points on the geological time-scale from Nova Scottia and New England. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
67. Polevaya N. I., Murina G. A., Kazakov G. A. Utilization of glauconite in absolute dating. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
68. Mösebach R. Khewrait vom Khewra gorga. Pakistan, ein neuer Typus kalireicher Effusivgesteine. Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., Bd. 89, 1956.
69. Rubinstein M. M. Some critical points of the postcryptozoic geological time-scale. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol. 91, 1961.
70. Winogradow A. P., Tugarinow A. I., Zhirowa V. V., Jykow S. I., Khorre K. G., Lebedew V. I. Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. Freiberger Forschungsh., 57, 1959.
71. Smith D. G., Baadsgaard H., Folinsbee R. E., Lipson J. K/Ar-age of lower Devonian bentonites of Gaspe, Quebec, Canada. Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, No. 1, 1961.
72. Agams I. A., Osmond J. K., Edwards G., Henle W. Absolute dating of the Middle ordovician. Nature, vol. 188, No. 4751, 1960.

地質調査所月報 第17巻 第12号 目次

報　文

領家帯の変成粗粒砂岩の化学成分

塩基性岩との接触部でみられる花崗岩の成分変化の1例

佐賀・福岡県筑紫平野東部地域における工業用地下水源

概　報

石狩炭田北部音江山地域新城南部の地震探査について

資　料

珪酸塩岩石および天然珪酸塩の分光分析主成分元素の定量

講演要旨

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本（溝の口）135番地　電話（044）83—3171番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話（341）7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（61）4464番
仙台駐在員事務所	仙台市外記丁105（仙台合同庁舎内）　電話（21）4701番
名古屋駐在員事務所	名古屋市中区南外掘町6の1（名古屋通産局総合庁舎内）　電話（941）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話（941）3963番
広島駐在員事務所	広島市基町9番42号（広島通産局内）　電話（21）1945番
四国駐在員事務所	高松市花の宮町2丁目3～3（大工試四国支所内）　電話（3）3254番
福岡駐在員事務所	福岡市石城町14の10番地（通産省福岡合同庁舎内）　電話（28）6743番

昭和41年11月25日　印刷

昭和41年11月30日　発行

工業技術院地質調査所

印刷者　田中春美
東京都台東区上野3ノ17ノ11

印刷所　田中幸和堂印刷株式会社
東京都台東区上野3ノ17ノ11

© 1966 Geological Survey of Japan

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SATO, Director

Vol. 17 NOVEMBER 1966 No. 11

CONTENTS

S. YAMAGUCHI : Neogene Tertiary of "Toyokoro-Kitami Belt"
——Neogene Tertiary Stratigraphy in the
Tsubetsu——Hombetsu District—— ..... 1(673)

K. KISHI & T. KANNO : Ground Water of the Ado River Fan,
Shiga Prefecture .....11(683)

S. MAKI, K. YAZAKI, T. HIRUKAWA & H. YONETANI : Exploration for
Helium Resources in Yamagata Prefecture, Japan .....23(695)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv.
Vol. 17, No. 11, 19